

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

LA DYNAMIQUE SPATIO-TEMPORELLE DES EMBÂCLES DE GLACE ET LE  
CONTEXTE HYDRO-CLIMATIQUE DE FORMATION DE CES ÉVÉNEMENTS  
EXTRÊMES SUR LA RIVIÈRE MISTASSINI, QUÉBEC.

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR ANNIE LAGADEC

OCTOBRE 2015

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

Ce projet de maîtrise m'a permis de relever de nombreux défis académiques et personnels. L'accomplissement de cette maîtrise a été une expérience stimulante et agréablement positive. Je profite de cette page pour remercier ceux et celles qui ont été particulièrement important(e)s dans la réussite de ce projet de recherche.

Tout d'abord, je tiens à remercier mon directeur, Étienne Boucher, sans qui le projet n'aurait jamais eu lieu. Merci pour ton implication, ton encadrement, ta rigueur scientifique et tes précieux conseils. Je remercie mon codirecteur Daniel Germain pour son optimisme, ses compétences scientifiques et ses encouragements. Je suis privilégiée d'avoir pu bénéficier de vos connaissances et de vos expériences tout au long de cette recherche.

Je tiens à remercier et souligner l'aide et le soutien de mon amie et collègue Stéphanie Morin. Les nombreuses discussions, le partage de connaissances et tous les bons moments partagés ensemble ont su contribuer à l'achèvement de ce mémoire. Merci à Simon William et Pénélope Leclerc pour votre énergie, votre motivation et votre aide lors des deux campagnes de terrains sur la rivière Mistassini. Sans vous, les semaines passées à canoter la rivière, à récolter de nombreuses données et à profiter de cette magnifique rivière sableuse n'aurait pas été aussi agréable.

Je tiens à remercier la MRC de Maria-Chapdelaine pour son soutien financier qui m'aura permis de me concentrer essentiellement sur la réussite de ce projet. Merci pour votre intérêt et votre implication tout au long du projet.

Enfin, je remercie toutes les personnes que je n'ai pas nommées, mais qui m'ont aidée et soutenue de près ou de loin.

## AVANT-PROPOS

La présente recherche s'inscrit dans un projet de collaboration entre l'Université du Québec à Montréal (UQAM) et la municipalité régionale de comté (MRC) de Maria-Chapdeleine au Lac-Saint-Jean visant à acquérir des connaissances dans le domaine des embâcles de glace en milieu fluvial. Cet intérêt est né suite à un événement majeur survenu au début du mois de mai 2011 sur la rivière Mistassini, résultant de nombreux dommages pour la population riveraine. La MRC de Maria-Chapdeleine s'est intéressée à comprendre davantage le risque associé aux embâcles de glace dans la région.

Cette collaboration a résulté à l'élaboration de deux projets de maîtrise, réalisé par Stéphanie Morin et moi-même. Ces projets de maîtrises différents, mais complémentaires, ont permis d'établir un portrait complet des embâcles de glace sur la rivière Mistassini.

## TABLE DES MATIÈRES

|   |      |
|---|------|
| REMERCIEMENTS .....                               | ii   |
| AVANT-PROPOS .....                                | iii  |
| TABLE DES MATIÈRES .....                          | iv   |
| LISTE DES FIGURES.....                            | vi   |
| LISTE DES TABLEAUX.....                           | viii |
| LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES ..... | ix   |
| RÉSUMÉ .....                                      | x    |
| INTRODUCTION .....                                | 1    |
| CHAPITRE I.....                                   | 5    |
| 1.1 Les embâcles de glace.....                    | 5    |
| 1.1.1 Facteurs hydro-climatologiques.....         | 9    |
| 1.1.2 Facteurs morphologiques .....               | 11   |
| 1.2 Le risque associé aux embâcles de glace ..... | 12   |
| 1.2.1 La prévision du risque.....                 | 16   |
| 1.3 La dendrochronologie .....                    | 21   |
| CHAPITRE II .....                                 | 26   |
| 2.1 Objectifs de recherche.....                   | 26   |
| 2.2 La région d'étude .....                       | 27   |
| 2.2.1 Hydrographie.....                           | 27   |
| 2.2.2 Végétation .....                            | 28   |
| 2.2.3 Contexte géomorphologique .....             | 28   |
| 2.2.4 Climat régional.....                        | 29   |
| 2.3 Méthodologie .....                            | 31   |
| 2.3.1 Choix des sites d'étude.....                | 31   |
| 2.3.2 Dendrochronologie.....                      | 32   |
| 2.3.3 Données hydro-climatiques.....              | 35   |

|  |    |
|--|----|
| 2.3.4 Arbres de classification .....   | 37 |
| CHAPITRE III .....   | 40 |
| Tree Ring Analysis of Hydro-Climatic Thresholds Triggering River Ice jams on the<br>Mistassini River, Quebec ..... | 40 |
| 3.1 Introduction .....   | 43 |
| 3.2 Study area.....  | 45 |
| 3.3 Methods.....   | 47 |
| 3.3.1 Study sites .....  | 47 |
| 3.3.2 Ice scar chronology .....  | 47 |
| 3.3.3 Hydro-climatic data.....   | 49 |
| 3.3.4 Classification tree (CT) model .....   | 49 |
| 3.4 Results.....   | 52 |
| 3.4.1 Ice jam chronology.....  | 52 |
| 3.4.2 Ice scar heights .....   | 53 |
| 3.4.3 Correlation.....   | 55 |
| 3.4.4 CT model.....  | 56 |
| 3.6 Conclusion .....   | 66 |
| CONCLUSION .....   | 68 |
| BIBLIOGRAPHIE .....  | 70 |

## LISTE DES FIGURES

| Figure  | Page |
|---|------|
| 0.1 Dommages associés aux maisons et chalets longeant la rivière Mistassini lors de l'embâcle de glace de mai 2011 dans la municipalité d'Albanel.....                      | 2    |
| 0.2 Localisation des municipalités riveraines à la rivière Mistassini.....  | 3    |
| 1.1 Phase associée à la formation d'un embâcle et schématisation d'un embâcle de glace. Adaptée de White (1999).....  | 6    |
| 1.2 Embâcle de glace et inondation de la plaine alluviale. ....   | 7    |
| 1.3 Niveau d'eau et période de retour lors d'inondations par embâcle et d'inondations en eau libre. ....  | 13   |
| 1.4 Dommages associés à l'embâcle de glace de mai 2011.....   | 15   |
| 1.5 Dommages visibles sur l'écosystème riverain, soit par l'accumulation de sédiments ou l'érosion des berges.....  | 16   |
| 1.6 Marques d'impacts glaciels a) récentes et b) cicatrisées sur des arbres riverains, et c) une section transversale d'un arbre avec plusieurs cicatrices glacielles ..... | 22   |
| 1.7 Analyse dendrogéomorphologique selon la hauteur maximale des cicatrices enregistrées sur un arbre riverain. ....  | 25   |
| 2.1 Localisation de la rivière Mistassini et des six secteurs d'étude.....  | 30   |
| 2.2 Représentation des six secteurs d'étude.....  | 31   |
| 2.2 Méthode pour la mesure de la hauteur des cicatrices. ....   | 35   |
| 3.1 Study area and study sites along the Mistassini River, Quebec, Canada.....  | 46   |
| 3.2 Ice scar chronologies since 1960.....   | 52   |
| 3.3 Ice scar heights since 1960. . ....   | 54   |

|     |   |    |
|-----|---|----|
| 3.4 | Pruned classification trees.....                                  | 60 |
| 3.5 | Observed vs predicted ice jam events in the Mistassini River..... | 61 |
| 3.6 | Hydrographs from September to June.. ..                           | 63 |
| 3.7 | Ice cover height in May 2011 in section 6.....                    | 65 |



## LISTE DES TABLEAUX

| Tableau | Page   |
|---------|--|
| 2.1     | Caractéristique de l'analyse dendrochronologique des échantillons récoltés sur les six secteurs d'étude le long de la rivière Mistassini..... 34 |
| 2.2     | Les variables hydro-climatiques utilisées ..... 37   |
| 3.1     | Tree-ring characteristics of study sites along the Mistassini River ..... 48   |
| 3.2     | Hydro-climatic variables used in the study..... 50   |
| 3.3     | Spearman correlation coefficients between variables of importance and frequency and ice-scars height..... 56                                     |
| 3.4     | Seven variables of importance used for each classification trees ..... 58  |

## LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

|       |   |
|-------|---|
| CEHQ  | Centre d'Expertise Hydrique du Québec                         |
| MRC   | Municipalité Régionale de Comté                               |
| MRNFP | Ministère des Ressources Naturelles, de la Faune et des Parcs |
| MSP   | Ministère de la Sécurité Publique                             |
| OBV   | Organismes de Bassins Versants                                |
| RNCAN | Ressource Naturelle du Canada                                 |
| TNO   | Territoire Non Organisé                                       |

## RÉSUMÉ

Cette étude vise à documenter les variations spatio-temporelles dans l'intensité et la fréquence des embâcles de glace sur la rivière Mistassini, au Lac-Saint-Jean, et à mieux comprendre le contexte hydro-climatique dans lequel se forment ces événements extrêmes. Les embâcles de glace entraînent des bouleversements importants de l'écoulement de l'eau, causant des inondations en amont du front glaciaire, ce qui représente des géorisques importants pour les populations riveraines. En mai 2011, ce phénomène a d'ailleurs inondé et endommagé plusieurs résidences et chalets.

Dans le cadre de cette étude, la rivière Mistassini a été divisée en six secteurs différents au plan géomorphologique. Cette division permet d'établir la variabilité spatio-temporelle du phénomène selon des morphologies fluviales différentes. Les six secteurs ont été analysés à l'aide de la dendrochronologie, soit la datation de cicatrices d'abrasion glaciaire prélevées sur 84 arbres. Couplées aux données hydriques et climatiques disponibles pour la rivière Mistassini, ces dernières permettent d'obtenir des informations pertinentes sur la fréquence et l'intensité des événements passés, comme ceux survenus en 1990 et 2011, et d'identifier les conditions et seuils hydro-climatiques favorables à la formation des embâcles à l'aide d'arbres de classification.

Les résultats confirment une interaction complexe entre les caractéristiques de l'écoulement et du couvert de glace, ainsi que la morphologie de la rivière dans la formation d'embâcle de glace sur la rivière Mistassini. Ces facteurs conditionnent la fréquence et l'intensité des événements d'embâcle de glace. Sur la rivière Mistassini, les événements extrêmes semblent davantage influencés par des conditions hydro-climatiques favorisant la formation d'un couvert de glace épais et persistant. Cependant, lorsque ces conditions ne sont pas présentes, des événements moins intenses peuvent être déclenchés lors des fortes crues printanières. Chaque site a une réponse différente aux conditions hydrologiques et climatiques annuelles, et ce, en termes de fréquence et de hauteur des événements. Les résultats ont démontré que les sites possédant une forte sinuosité et la présence d'îlots favorisent l'obstruction de la glace.

Mots clés : embâcle de glace - rivière - dendrochronologie - arbre de décision - risque

## INTRODUCTION

Au Canada, le risque naturel le plus important est l'inondation (MSP, 2013). Elle peut être causée par diverses situations intégrant des variations hydrométéorologiques, telles qu'une crue extrême, la rupture d'un barrage (naturel ou artificiel) ou la formation d'un embâcle de bois ou de glace. Un des processus d'inondation le plus dévastateur et récurrent dans les rivières nordiques concerne généralement l'embâcle de glace. Cette dernière expose la population riveraine à un risque spontané, pouvant entraîner des dommages considérables. En effet, au Canada, les dommages liés à la glace de rivière sont estimés à près de 250 millions de dollars US annuellement (Prowse *et al.*, 2008). De plus, l'embâcle de glace augmente le risque pour les biens et les personnes, pouvant mettre en danger la vie des personnes lors d'événements extrêmes.

La dynamique spatio-temporelle et les facteurs associés à la formation d'embâcles de glace en milieu fluvial sont complexes. Les embâcles de glace sont très variables dans le temps, sur une base inter et intra-annuelle, et dans l'espace selon les diversités morphologiques des lits fluviaux. Les facteurs hydro-climatiques et morphologiques associés aux embâcles de glace sont bien connus dans le domaine scientifique (Ashton, 1986; Beltaos, 1995, 2008; White et Kay, 1996), mais leur occurrence et leur amplitude restent très variables selon le système fluvial, ce qui rend difficile la prévision de ces événements sur une rivière donnée.

Au Canada, certaines informations sur les conditions hydrologiques et glaciologiques en temps quasi réel sont disponibles et accessibles aux intervenants locaux et régionaux (Centre canadien de cartographie et d'observation de la Terre), permettant une atténuation du risque durant la phase d'intervention (RNCAN, 2014). Toutefois, la méthode la plus efficace pour une diminution du risque concerne la prévision du

risque, laquelle doit être guidée par une connaissance accrue des facteurs de causalité. Ainsi, la mise en évidence des conditions favorables à la formation d'un aléa naturel, telle que la construction d'un modèle de prévision des embâcles de glace, fournit les outils nécessaires aux autorités quant à la gestion du risque naturel.

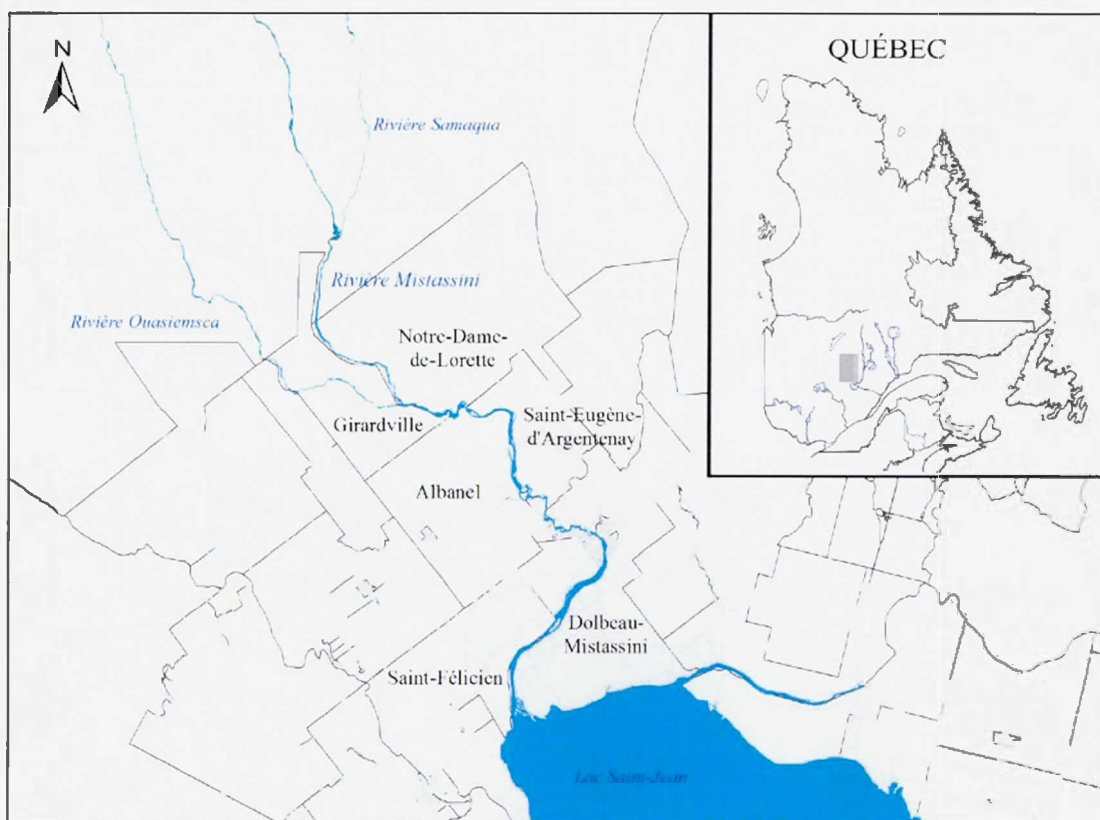


**Figure 0.1** Dommages associés aux maisons et chalets longeant la rivière Mistassini lors de l'embâcle de glace de mai 2011 dans la municipalité d'Albanel. Photos : ©Municipalité d'Albanel, 2011.

Cette recherche a pour point de départ un événement d'embâcle de glace survenu sur la rivière Mistassini au printemps 2011. En effet, cette rivière a été le lieu d'un embâcle extrême au cours du mois de mai, lequel a engendré d'importantes



inondations en amont de l'embâcle de glace, endommageant plusieurs résidences. Durant la formation de l'embâcle, plusieurs familles ont été évacuées et des dizaines de domiciles ont été inondés et détruits (Figure 0.1). Dans les municipalités d'Albanel, de Girardville et de Saint-Félicien (Figure 0.2), les dommages ont été particulièrement importants, compte tenu d'une forte occupation des berges de la rivière. Il est à noter qu'aucune alerte préventive n'a été donnée par manque de connaissance sur le processus et le potentiel de risque associé.



**Figure 0.2** Localisation des municipalités riveraines à la rivière Mistassini.

L'étude proposée dans le cadre de ce mémoire consiste à définir la dynamique spatio-temporelle et les conditions hydro-climatiques de formation des embâcles de glace sur la rivière Mistassini. Ce mémoire est composé de trois chapitres. Le premier

chapitre présente une revue de la littérature scientifique portant sur trois sujets : 1) la caractérisation du processus d'embâcle de glace; 2) la prévision du risque par embâcle et; 3) la dendrochronologie comme outil de reconstitution de l'historique des embâcles de glace. Le second chapitre comprend trois sections, soit les objectifs de la recherche, la description de la région d'étude et la méthodologie de la recherche. Le troisième chapitre intègre l'article en anglais : "Tree Ring Analysis of Hydro-Climatic Thresholds Triggering River Ice jams on the Mistassini River, Quebec" publié dans *Hydrological Processes* qui découle de cette recherche. Un résumé en français et en anglais introduit l'article.

## CHAPITRE I

### REVUE DE LITTÉRATURE

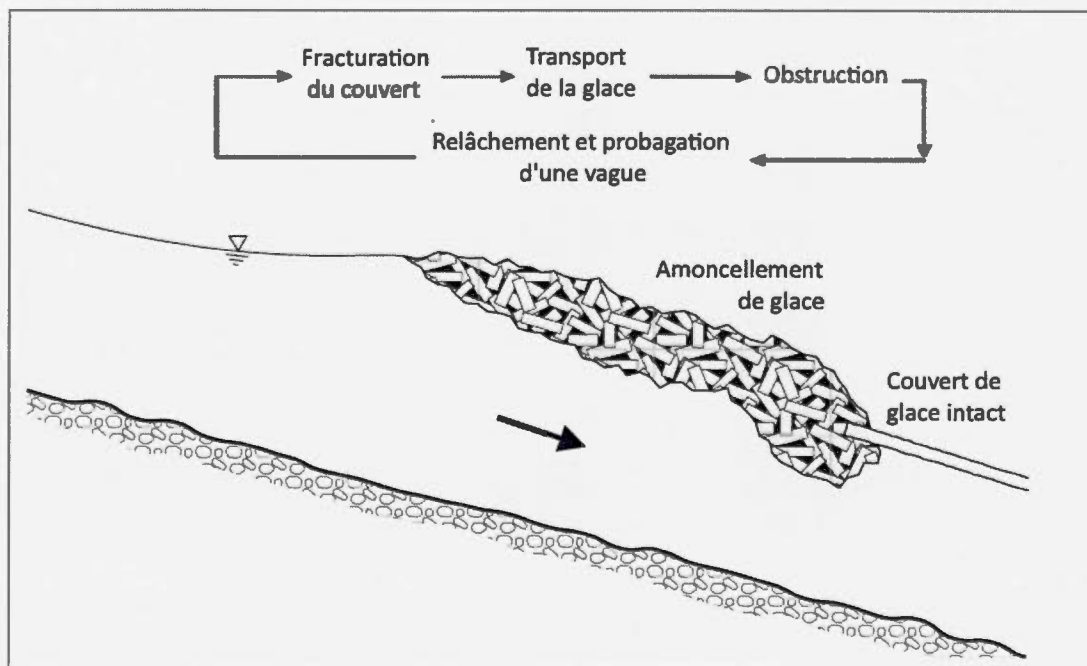
La variabilité naturelle du climat entraîne des modifications dans la fréquence, l'intensité, l'étendue géographique et la durée de plusieurs processus naturels. Dans le contexte de changement climatique actuel, les aléas naturels évoluent en termes de fréquence et d'intensité, offrant ainsi de vastes possibilités de manifestation des risques engendrés par ceux-ci. Dans le but de mieux comprendre cette évolution et de prévoir avec une plus grande certitude le risque associé à divers phénomènes naturels, il est essentiel de : 1) définir l'aléa en cause; 2) caractériser le risque en tenant compte de l'aléa et de la vulnérabilité; et 3) d'identifier les méthodes permettant une prévision du risque. Cette section du mémoire a pour but de faire un survol des principaux thèmes découlant de l'analyse du risque associé aux embâcles de glace en milieu fluvial. Premièrement, elle caractérisera l'embâcle de glace comme processus géomorphologique, ainsi que les facteurs hydro-climatiques et morphologiques favorables à la formation de ces événements. Deuxièmement, elle définira l'aléa dans son intensité et sa fréquence, afin de décrire les différentes méthodes de prévision du risque. Enfin, la troisième section décrira la méthode dendrochronologique appliquée à l'étude des embâcles de glace.

#### 1.1 Les embâcles de glace

Les embâcles de glace en rivière sont conditionnés par des facteurs climatiques et hydrologiques distincts. Cet aléa englobe une série de processus associés à la détérioration thermique, la fracturation, le mouvement, la fragmentation, le transport,



la congestion et finalement l'évacuation de la glace de rivière (Beltaos, 2007b). Ces processus peuvent être générés simultanément dans un temps donné. Toutefois, il convient d'aborder les embâcles de glace par une succession de phases de formation, telle que la détérioration, la rupture, la congestion et le relâchement (Figure 1.1).



**Figure 1.1** Phase associée à la formation d'un embâcle et schématisation d'un embâcle de glace. Adaptée de White (1999)

La phase de détérioration du couvert de glace est associée à des conditions thermiques favorisant la diminution de l'épaisseur du couvert, le rendant ainsi plus vulnérable à la fracturation mécanique. L'augmentation de la température favorise la hausse du débit de la rivière par la fonte de la neige à laquelle s'ajoutent les précipitations liquides, le cas échéant. Cette hausse du débit et du niveau de l'eau engendre la fracturation du couvert de glace et son détachement de la berge. Le couvert de glace se met ainsi en mouvement, permettant sa fragmentation en plus petits blocs.

La phase de rupture entamée, le transport des plaques et des blocs de glace devient alors possible. Cette phase est soumise à plusieurs facteurs, surtout selon la morphologie de la rivière, pouvant influencer la capacité de transport de la rivière. Durant cette phase, la formation d'un embâcle de glace est possible par l'accumulation de fragments ou de plaques de glaces flottantes brisées et immobiles en raison de restrictions physiques, ce qui empêche le libre écoulement de l'eau et de la glace (Beltaos et Prowse, 2001). Cette obstruction s'allonge graduellement par l'accumulation des radeaux de glace dérivant de l'amont, pouvant ainsi atteindre plusieurs kilomètres de long. Suite à ce blocage de l'écoulement de l'eau et en fonction de sa résistance, la plaine alluviale s'inonde le long du barrage de glace ainsi qu'en amont de celui-ci (Figure 1.2). L'embâcle de glace peut rester en place pendant une période variant de quelques heures à plusieurs jours.



**Figure 1.1** Embâcle de glace et inondation de la plaine alluviale. Photos :  
©Municipalité d'Albanel, 2011

Au moment du relâchement de l'embâcle, une quantité considérable d'eau et de glace est libérée spontanément. Durant cette phase, le niveau d'eau diminue en amont de l'embâcle, mais augmente rapidement en aval. Une vague de plusieurs mètres de hauteur allant à une vitesse supérieure à la vitesse de l'écoulement de l'eau est générée (Beltaos, 2007b; Jasek, 2003). Cette vague a le potentiel d'augmenter la pression hydrodynamique qu'exerce la rivière sur le couvert de glace et permet, dans certains cas, la fracturation d'un couvert encore intact en aval (Beltaos et Burrell, 2005). De cette façon, l'occurrence d'embâcles majeurs en aval est également possible si les conditions locales favorisent une nouvelle congestion (Beltaos, 2007b).

Étant un processus plutôt saisonnier, les embâcles de glace peuvent avoir lieu au cours de la période d'englacement, lors d'un redoux hivernal ou lors de la débâcle printanière (Jania, 2004). En fait, il existe deux types d'embâcles de glace, soit les embâcles de formation et celles dites dynamiques. Les facteurs de déclenchement sont différents, mais leurs résultats impliquent un barrage de glace qui empêche le libre écoulement de la rivière. La différence majeure entre ces deux types d'embâcles concerne la température de l'air et la période de formation. Une température de l'air froide favorise l'embâcle de formation en raison de la congélation de l'eau. Celui-ci résulte d'une accumulation progressive du frasil sous le couvert de glace, formant un barrage par la formation du couvert de glace à l'automne ou au cours de l'hiver (Beltaos, 1995). La congestion est souvent aggravée par une diminution du débit durant la période de gel (Prowse et Beltaos, 2002). Le potentiel d'inondation lors d'embâcle de formation est moindre à cause d'un couvert de glace plus mince et moins dense. En contrepartie, les embâcles dynamiques sont plutôt provoqués par une forte pression hydrodynamique sur le couvert de glace relativement intact lors de la montée rapide de l'eau au printemps, ce qui favorise le démantèlement mécanique du couvert de glace. Ce type d'embâcle est gouverné par les propriétés mécaniques du couvert de glace et associé principalement à un redoux hivernal et printanier (Prowse

et Beltaos, 2002; Beltaos, 2008). On note deux types d'embâcles dynamiques, soit l'embâcle thermique et mécanique, tous deux influencés par des conditions spécifiques du couvert de glace. L'embâcle thermique est caractérisé par un couvert de glace affaibli par les échanges thermiques et le rayonnement solaire. Ce qui facilite le relâchement de l'embâcle et le transport de la glace. Dans le cas d'un embâcle mécanique, le couvert de glace est intact, voire même encore accroché à la berge. Lorsque ce couvert de glace non dégradée est fracturé par le passage de l'onde de crue, d'énormes blocs de glace dérivent, limitant considérablement l'évacuation de la glace par le chenal. Ce dernier type d'embâcle est associé à des événements d'embâcle beaucoup plus extrêmes.

#### 1.1.1 Facteurs hydro-climatologiques

La formation d'embâcles de glace est influencée par des conditions hydrologiques et climatiques particulières, lesquelles peuvent être résumées en quelques scénarios principaux. Ces scénarios peuvent être dégagés selon la prépondérance de certains facteurs, tels que le débit, la température ou les caractéristiques de la glace.

Au printemps, lors de la hausse de la température de l'air, la neige commence à fondre et à ruisseler avec l'accentuation de la radiation solaire. Ces conditions engendrent l'augmentation du débit, de la vitesse de l'écoulement et des contraintes de cisaillement sur le couvert de glace (Beltaos, 2008). Ainsi, l'apport en eau vers les rivières intensifie la pression sous le couvert de glace, favorisant la fracturation du couvert glaciaire. Cette pression peut engendrer la formation de fissures parallèles à l'axe des berges, ce qui permet le mouvement du couvert de glace avec l'écoulement. Le mouvement du couvert peut ensuite créer des fissures perpendiculaires au chenal, formant des plaques de glace d'une taille variable, parfois imposante. Ce scénario est



aussi possible au cours de l'hiver, lorsqu'initié par un redoux hivernal accompagné de fortes pluies (Beltaos, 1995).

La fonte du manteau neigeux au printemps augmente la température de l'eau, l'élevant graduellement au-dessus du point de congélation. Ce réchauffement de l'eau favorise le transfert de chaleur depuis l'eau vers le couvert de glace (Ashton, 1986). Puis, l'augmentation de la température de l'air et de la radiation solaire permet progressivement la fonte de la couche neigeuse suivie du couvert de glace. Dans les deux cas, la fonte du couvert de glace n'est pas homogène, ce qui provoque une fonte préférentielle aux limites du couvert, pouvant être causée par la présence d'impuretés dans la glace et par les composantes mécaniques du couvert. La fonte de la glace de rive permet éventuellement une fonte globale du couvert ou un détachement de la portion centrale du couvert. Dans le dernier cas, l'augmentation du niveau d'eau permettra le mouvement de la glace par l'élargissement du chenal et la formation de fissures perpendiculaires au chenal (fragmentation de la glace).

L'épaisseur et la nature de la glace ont un impact sur l'intensité et la durée d'un embâcle de glace au printemps. La rupture et l'évacuation du couvert de glace dépendent initialement des conditions de formation. En fait, un hiver généralement froid favorise une glace épaisse et de forte densité (Beltaos, 2008). À cela s'ajoutent les précipitations durant la saison hivernale, qui influence l'épaississement et la protection du couvert de glace, limitant la détérioration et l'évacuation de la glace. Inversement, un hiver doux engendre généralement la formation d'un couvert de glace mince, permettant la détérioration thermique (pourrissement) rapide de la glace. La détérioration du couvert de glace au printemps est influencée par l'albédo de la glace. La présence de neige sur le couvert de glace permet de retarder sa détérioration par la radiation solaire, offrant une protection temporaire aux instabilités météorologiques (Prowse et Beltaos, 2002). De la même manière, le frasil permet d'augmenter l'albédo, ce qui ralentit la fonte du couvert (Beltaos, 1995). À l'opposé,

la glace noire, quoique plus dense, possède un plus faible albédo ce qui peut accélérer la détérioration du couvert.

### 1.1.2 Facteurs morphologiques

La dynamique spatiale de formation des embâcles de glace dans les rivières est complexe. Dépendante autant d'une variété de conditions hydrologiques et météorologiques, l'embâcle de glace peut être très variable d'un site à un autre. Il est possible d'identifier plusieurs facteurs morphologiques responsables de la récurrence d'événements sur un même site. Ces facteurs aggravants peuvent s'inscrire dans un style fluvial précis ou lors de la transition des différents styles fluviaux.

Tout d'abord, un premier élément morphologique pouvant favoriser la formation d'embâcle de glace est le méandre. Ceci est dû principalement à la direction préférentielle de l'écoulement vers l'intérieur de la berge concave d'un méandre, ce qui favorise l'accumulation des blocs de glace à l'intérieur de celle-ci (Smith et Pearce, 2002; Ettema et Kempema, 2012).

Puis, la présence d'ilots ou de banc d'accumulation dans le chenal divise l'écoulement à l'intérieur du chenal, ce qui engendre une diminution de la force motrice de l'eau (Taylor, 2010). Ces formes peuvent être à l'origine d'une augmentation de la rugosité du chenal, tout comme l'élargissement du chenal et la présence de hauts-fonds, favorisant l'immobilisation des blocs de glace dans ces secteurs (Ashton, 1986; Beltaos, 1995).

Un troisième facteur morphologique à prendre en compte est la présence de tribulaire. Il est connu que la débâcle des cours d'eau secondaires peut être plus rapide, en raison de leur taille inférieure et de leur pente plus élevée (Michel, 1972). De cette façon, les blocs de glace transportés par les cours d'eau secondaires viennent

s'accumuler à la confluence du chenal principal, où le couvert de glace est toujours intact, causant un embâcle (Ettema, 1999).

Ensuite, une variation de la pente dans le chenal a pour effet d'influencer la vitesse d'écoulement pour un même débit. Ainsi, une pente plus faible entraîne une diminution de la vitesse d'écoulement et, donc, de la capacité d'évacuation de la glace, ce qui cause la formation d'embâcle de glace par l'amoncèlement de blocs de glace (Beltaos, 2013; Wuebben et Gagnon, 1995).

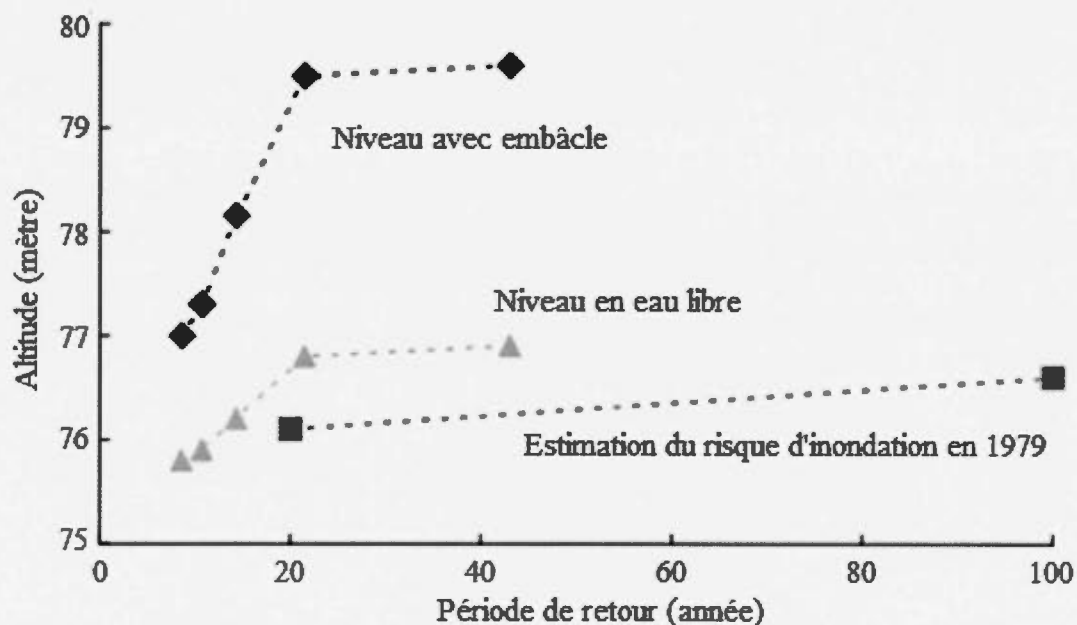
Une dernière caractéristique morphologique à considérer est l'étranglement du chenal. Ce dernier augmente la vitesse d'écoulement, mais limite la quantité de glace pouvant circuler, ce qui peut occasionner un embâcle si le débit n'est pas suffisant pour y évacuer la glace (Beltaos, 1995).

Enfin, il s'avère important de préciser que la présence d'obstacles (naturels et anthropiques) autres que morphologiques à l'intérieur d'un système fluvial peut aussi influencer la formation d'embâcle de glace sur un site. La présence d'infrastructures humaines (ponts, barrages), de débris ligneux, ainsi que d'un couvert de glace intact en aval constituent des facteurs favorisant l'accumulation de glace et l'obstruction du chenal lors de la débâcle (Beltaos 1995; Beltaos *et al.*, 2006; Beltaos 2007a; Ettema, 1999; White, 1999).

## 1.2 Le risque associé aux embâcles de glace

Les embâcles de glace représentent une menace importante pour l'environnement, les infrastructures et les communautés riveraines. L'embâcle de glace est un processus spontané et difficile à prévoir spatialement et temporellement. Le risque associé à ces événements est principalement associé à l'inondation, causant des niveaux d'eau extrêmes. Pour un même débit, le niveau d'eau associé à une inondation par un

embâcle de glace est de loin supérieur à une inondation en eau libre (Prowse et Beltaos, 2002). Ceci est principalement dû à l'épaisseur du couvert de glace et la résistance hydraulique sous le couvert, laquelle crée une barrière au libre écoulement de l'eau. Selon une étude réalisée à partir des événements survenus entre 1974 et 1979 sur la rivière Saint-Jean, au Nouveau-Brunswick, les niveaux d'eau peuvent être de deux à trois fois supérieurs au niveau enregistré lors des inondations en eau libre (Figure 1.3), dépassant même le niveau atteint par les crues centennales (Prowse et Beltaos, 2002). De plus, l'inondation par embâcle de glace implique une montée subite et rapide du niveau d'eau, ce qui limite le temps donné au déploiement des mesures d'urgence. Les conséquences liées à ces événements hydrologiques extrêmes sont donc beaucoup plus destructrices qu'en eau libre.



**Figure 1.2** Niveau d'eau et période de retour lors d'inondations par embâcle et d'inondations en eau libre. Adaptée de *Prowse et Beltaos, 2002*.



Les embâcles de glace peuvent affecter la résistance et la pérennité des infrastructures et du cadre bâti présent le long des berges. Les communautés riveraines sont vulnérables aux processus glaciels en milieu fluvial, puisqu'exposées au mouvement des glaces et aux obstructions favorables aux inondations extrêmes (Figure 1.4). Par la spontanéité du processus, les riverains peuvent donc se retrouver prisonniers des glaces, ce qui peut, dans les cas les plus extrêmes, menacer des vies humaines. Plusieurs services peuvent être affectés par ces événements, tels que la production hydro-électrique et le domaine du transport (Beltaos, 2008). La production hydro-électrique est dépendante d'un débit élevé et constant pour son bon fonctionnement. L'obstruction du libre écoulement de l'eau en amont du réservoir lors d'un embâcle limite, toutefois, la production d'électricité. De plus, la glace peut obstruer et endommager les infrastructures hydro-électriques. Le domaine du transport en milieu nordique s'adapte au gel du sol et des rivières au cours de la période froide. La navigation s'étend même pendant la période hivernale. Toutefois, la formation d'un embâcle de glace crée un imposant barrage physique qui nuit au fonctionnement de la navigation.



**Figure 1.3** Dommages associés à l'embâcle de glace de mai 2011. Photos :  
©Municipalité d'Albanel, 2011

Les processus glaciels en milieu fluvial façonnent les écosystèmes et les paysages riverains en région froide par l'inondation des berges et le mouvement des glaces (Prowse et Culp, 2003). Les embâcles de glaces ont un impact considérable sur le développement et le maintien des écosystèmes, pouvant être autant bénéfiques que nuisibles, selon la fréquence et l'intensité des événements. L'inondation engendre le dépôt de sédiments en suspension sur la plaine inondable, influençant la composition végétale et la structure des berges (Boucher *et al.*, 2009a). L'action des glaces est un agent érosif important, modifiant la morphologie du chenal et des berges par le transport et le dépôt de sédiments (Figure 1.5) (Ettema, 1999). Cette modification du chenal peut perturber les habitats aquatiques, allant jusqu'à la mortalité et la

disparition de frayères pour plusieurs espèces aquatiques (Prowse et Beltaos, 2002; Beltaos, 2010). De plus, la dérive et le relâchement des glaces peuvent endommager ou détruire la végétation riveraine, voire dénuder complètement les berges et laisser des marques visibles sur la végétation arborescente plus résistante (Prowse et Culp, 2003).



**Figure 1.4** Dommages visibles sur l'écosystème riverain, soit par l'accumulation de sédiments ou l'érosion des berges. Photos : ©Municipalité d'Albanel, 2011.

### 1.2.1 La prévision du risque

La prévision des embâcles de glace est encore aujourd'hui un défi scientifique. Les relations qui existent entre les différents facteurs hydrologiques, météorologiques et morphologiques sont très complexes et différent d'un système fluvial à l'autre. À ce jour, aucun modèle analytique ou déterministe n'a été créé pour décrire avec précision et exactitude la complexité de ces événements. La difficulté réside encore aujourd'hui dans l'obtention d'une base de données complète des mécanismes de fracturation, de transport et d'amoncèlement de la glace sur l'ensemble des rivières nordiques. Par conséquent, plusieurs recherches se sont concentrées sur le



développement de modèles mathématiques et numériques (Flato et Gerard, 1986; Hicks et Steffler, 1992; Beltaos, 1992; Zufelt et Ettema, 1996; Shen, 2010) afin de décrire et simuler la formation d'embâcle de glace en milieu fluvial. Ces modèles s'avèrent utiles et efficaces. Toutefois, étant davantage détaillée, leur application dans le domaine de la prévision nécessite une base de données la plus exhaustive possible pour la rivière concernée. Pour contrer cette lacune, différentes méthodes sont proposées, permettant une prévision efficace sur le site étudié. Ils passent de modèles empiriques simples (p. ex.: seuils) à des modèles plus complexes (p. ex.: intelligence artificielle). Le choix du modèle dépend grandement des données disponibles et des objectifs visés. Une analyse multivariée des variables est nécessaire dans la prévision d'un processus complexe telle que l'embâcle de glace.

Des modèles empiriques ont été explorés afin de prévoir le risque d'embâcle de glace. Ils sont basés sur des observations physiques du processus. Les modèles empiriques impliquent souvent des analyses statistiques ou probabilistes. Certains modèles sont caractérisés par l'identification de seuils permettant de distinguer les variables hydrométéorologiques qui influencent de façon importante la formation du processus. Ces modèles peuvent être développés à partir de données historiques pour chaque indicateur ou à partir d'analyse de régressions des données historiques (White, 2003). Beltaos (2003) applique cette méthode empirique simple pour délimiter deux types de débâcles possibles (thermique et mécanique), ce qui permet d'améliorer la prévision d'événements extrêmes. Il est rare qu'une prévision efficace des embâcles de glace n'intègre qu'une seule variable. Ainsi, des modèles par seuils ont été développés en identifiant plusieurs variables ainsi que leurs seuils (Tuthill *et al.*, 1996; White and Daly, 2002). L'inconvénient majeur de ce type de modèle concerne, dans plusieurs cas, la difficulté à établir un seuil statistiquement significatif. De plus, ils s'avèrent difficilement transférables d'un système fluvial à un autre.

Les méthodes statistiques peuvent combler certaines lacunes des modèles empiriques, en offrant, par exemple, des outils pour la sélection des co-variables. Plusieurs modèles de prévision des embâcles de glace ont été développés à partir de régressions linéaires, de régressions logistiques et d'analyses discriminantes. Les modèles de régressions linéaires cherchent à prédire des variables continues à partir d'une combinaison linéaire de plusieurs variables. Cette méthode est appropriée lorsque le processus peut être expliqué par une fonction linéaire. À l'opposé, le modèle de régressions logistiques utilise une variable d'entrée dichotomique (p. ex. embâcle ou pas d'embâcle), pouvant être prédit par une combinaison linéaire des variables. White (1996) a utilisé la régression logistique afin de prédire les embâcles de glace sur la rivière Platte au Nebraska, à partir de seuils et de régressions des variables hydrologiques et météorologiques. Les résultats ont démontré une sélection statistiquement significative des variables. Toutefois, le modèle a obtenu un niveau élevé d'observation faussement positive, pouvant être associé à des événements non répertoriés. Dans le domaine de la prévision, la régression logistique est favorisée, diminuant les erreurs de prévisions, telles que les prévisions négatives souvent obtenues par la régression linéaire. Toutefois, de manière générale, les méthodes de régression permettent difficilement de déterminer l'interrelation entre les différentes variables. En revanche, l'analyse discriminante permet de prédire l'appartenance d'une combinaison de variables linéaires à un groupe. La prévision des embâcles de glace par l'analyse discriminante est déterminée selon une combinaison de variables hydrologiques et météorologiques permettant d'expliquer la présence et l'absence d'embâcle. Zachrisson (1990) et White et Daly (2002) ont démontré une sélection fiable des variables par l'analyse discriminante.

Des avancées technologiques ont permis le développement de plusieurs méthodes de modélisation basées sur l'intelligence artificielle, telles que les arbres de décision, les réseaux de neurones et la logique floue (*fuzzy logic*). Ces méthodes permettent de

reproduire les relations entre les différentes variables dans un système complexe et non linéaire, telles que celles associées au déclenchement des embâcles de glace.

D'abord, les arbres de décision offrent un classement successif par hiérarchie des données en déterminant une valeur seuil à la variable contenue dans les différentes divisions. Boucher *et al.* (2009b) ont développé un arbre de décision afin de prévoir les embâcles de glace selon deux niveaux d'intensité sur la rivière Necopastic dans le nord du Québec.

Puis, l'analyse par réseaux de neurones artificiels est un modèle de type "boîte noire" construit essentiellement sur des mesures effectuées sur les entrées et les sorties, qui permet un traitement précis des relations de cause à effet complexes et non linéaires. Cette méthode permet d'optimiser les résultats par un processus des contre-réactions de certains neurones aux neurones antérieures. Massie *et al.* (2002) ont exploré le potentiel de l'analyse par réseaux de neurones afin de produire une prévision quotidienne des embâcles de glace à partir des données utilisées par White et Daly (2002). Ces données avaient été utilisées précédemment pour la construction d'un modèle de prévision à l'aide de la méthode par seuil et de l'analyse discriminante à Oil City, en Pennsylvanie. Les résultats ont établi un meilleur succès de classification avec la méthode des réseaux de neurones, permettant une solution aux méthodes empiriques et statistiques.

Ensuite, la logique floue permet d'incorporer un cadre conceptuel des relations de cause à effet en intégrant plusieurs niveaux de logique afin de décrire le processus. Par comparaison au modèle binaire classique qui manipule seulement les valeurs 0 et 1, la logique floue peut intégrer des données comprises entre 0 et 1. Mahabir *et al.* (2002) ont examiné le potentiel de cette méthode pour développer une prévision qualitative du risque d'embâcle sur la rivière Athabasca en Alberta. Les résultats ont

permis d'établir la logique floue en tant qu'outil prometteur pour une prévision des inondations par embâcle sur une longue période de temps.

Enfin, Nayak *et al.* (2005) ont déterminé qu'un modèle hybride *neuro-fuzzy* permettait une performance supérieure aux deux méthodes dissociées. Cette méthode permet de réduire la subjectivité des connaissances intégrées par la logique floue. Cette méthode hybride a été reprise par Mahabir *et al.* (2006) offrant une prévision optimale de l'intensité de la débâcle sur la rivière Athabasca en Alberta, en utilisant à la fois des connaissances approfondies sur le processus et des événements historiques.

Les différentes méthodes basées sur l'intelligence artificielle permettent une réelle amélioration de la prévision des embâcles de glace par rapport aux méthodes empiriques et statistiques. De plus, chaque méthode offre divers avantages selon la base de données disponible et l'objectif visé. La logique floue permet d'établir une prévision du risque fiable sur des sites où les bases de données sont limitées. Le réseau de neurones, quant à lui, est composé d'un processus itératif plus long et plus complexe. En contrepartie, l'arbre de décision offre un résultat davantage interprétable et justifiable.

La prévision des embâcles de glace nécessite une base de données historique, telle que la chronologie des événements passés et les conditions hydrologiques et climatiques pour la même période (Grover *et al.*, 1999; White et Kay, 1996; Boucher *et al.*, 2009; Taylor, 2010). Les données historiques permettent de déterminer la relation entre l'occurrence des embâcles passés et les conditions hydro-climatiques afin d'identifier les conditions de déclenchement de ces événements.

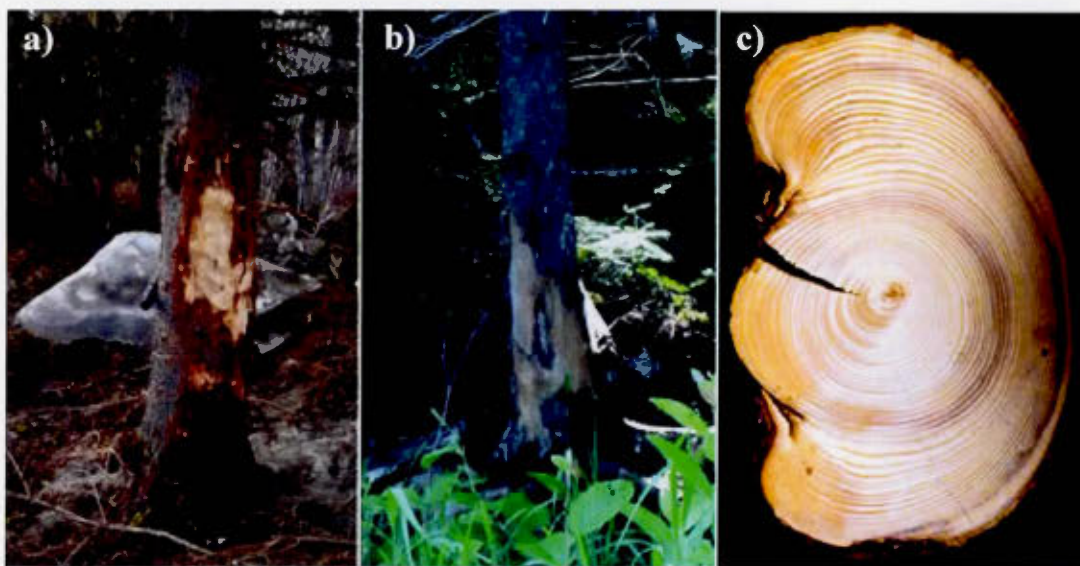
### 1.3 La dendrochronologie

La dendrogéomorphologie est une méthode d'analyse qui met à profit la capacité des espèces ligneuses (arbres et arbustes) à archiver, dans des chroniques de cerne de croissance, l'histoire des événements géomorphologiques perturbateurs s'étant produits sur un territoire donné. Grâce à la datation des cernes de croissance, des malformations et des dommages physiques, il est possible d'utiliser la signature dendrologique afin d'analyser le milieu (p. ex. processus géomorphologique, climat, feu, épidémie) dans lequel l'arbre évolue. Plusieurs processus géomorphologiques ont été étudiés grâce à la réponse des arbres (Alestalo, 1971; Fritts, 1976; Schroder, 1980; Strunk, 1997), tels que les avalanches de neige (Carrara, 1979; Boucher *et al.*, 2003; Dubé *et al.*, 2004; Germain *et al.*, 2005), les glissements de terrain (Bégin et Filion, 1985; Braam *et al.*, 1987), les coulées de débris et les écoulements hyperconcentrés (Gärtner *et al.*, 2003; Ouellet et Germain, 2014) et les crues (Sigafos, 1964; Desrosiers et Bégin, 1992; Tardif *et al.*, 2010). Certaines études ont aussi porté sur la dynamique glacielle en milieu fluvial, soit pour l'analyse de l'intensité et la fréquence des événements (Henoch, 1973; Smith et Reynolds, 1983; Tuthill *et al.*, 2005) ou pour l'analyse des facteurs hydro-climatiques associés au déclenchement des événements extrêmes (Boucher *et al.*, 2009b; Taylor, 2010).

L'analyse de la formation des embâcles de glace nécessite un inventaire de l'historique spatial et temporel le plus complet possible pour comprendre la dynamique de ce processus. Cet inventaire est possible grâce à l'analyse dendrochronologique. Dans le cas des embâcles de glace, les arbres riverains subissent des impacts par les blocs de glace en mouvement durant l'embâcle ou la débâcle (Boucher, 2008; Filion et Gärtner, 2010). Ces impacts ponctuels peuvent endommager la partie externe de l'arbre, soit l'écorce et le cambium (Figure 1.6a). Lors de la cicatrisation, l'arbre produit des cernes annuels dans la zone du tronc



épargnée, en marge de la blessure, formant ainsi un bourrelet cicatriciel (Figure 1.6b) (Filion et Gärtner, 2010). Le dénombrement des cernes ajoutés après la ou les perturbations permet la datation des événements (Figure 1.6c) (Astrade et Bégin, 2003). Les arbres riverains peuvent enregistrer plus d'un événement au cours de leur vie. Plusieurs impacts peuvent être portés à la même hauteur ou à des hauteurs différentes selon le niveau de l'eau et le couvert de glace au moment de l'impact (Delwaide et Filion, 2010). Ceux-ci offrent de l'information précise sur les événements, par l'étude du nombre, de la forme et de la hauteur relative des cicatrices glacielles (Figure 1.7). Ainsi, les impacts glaciels sur les arbres riverains sont des indicateurs à haute résolution spatiale qui perdurent dans le temps, permettant de reconstituer la fréquence et l'intensité des événements passés (Astrade et Bégin, 2003; Tardif et Bergeron, 1997; Boucher *et al.*, 2009a; Taylor, 2010).



**Figure 1.5** Marques d'impacts glaciels a) récentes et b) cicatrisées sur des arbres riverains, et c) une section transversale d'un arbre avec plusieurs cicatrices glacielles. Photo (a): ©Municipalité d'Albanel, 2011 et photos (b et c) : ©Annie Lagadec, 2012 (b et c)

Les embâcles de glace sont conditionnés principalement par la morphologie du chenal et les conditions hydro-climatiques locales, influençant l'étendue de l'événement et la hauteur de la crue. Par l'analyse dendrogéomorphologique des dommages mécaniques laissés par les embâcles de glaces, il est possible d'évaluer de diverses façons la dynamique des embâcles de glace sur le milieu étudié, soit par l'analyse de la fréquence, de l'extension et la variabilité spatiale, ainsi que la hauteur des événements (Bégin, 2001 Boucher *et al.*, 2009b).

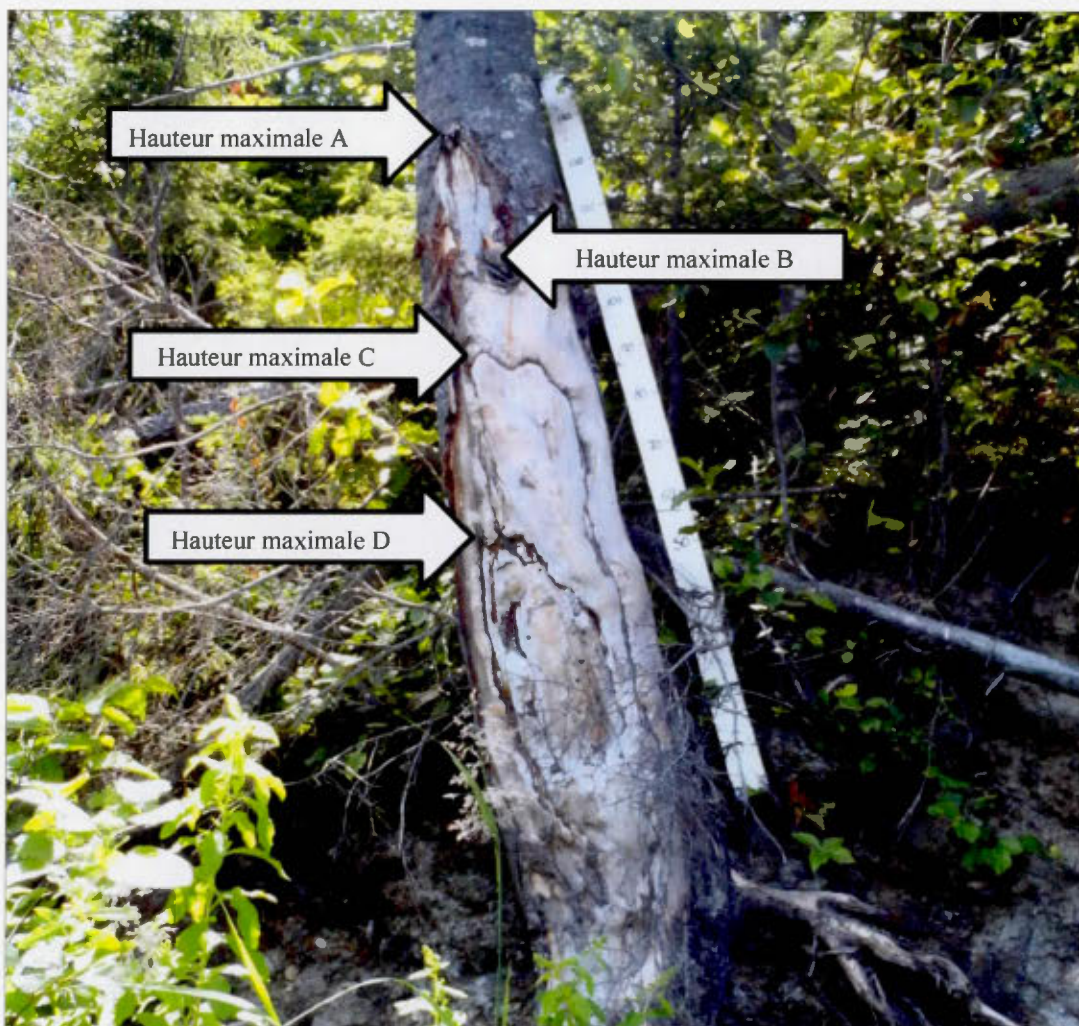
La fréquence des embâcles représente le nombre de fois qu'un événement se produit dans une période de temps déterminée. Cette analyse permet d'établir une chronologie des événements à partir de l'ensemble des enregistrements répertoriés par la datation des cicatrices glacielles sur un arbre. Ainsi, plus un événement est majeur, plus il affecte son environnement, ce qui entraîne un nombre d'enregistrements sur les arbres riverains largement supérieur à l'ensemble. Toutefois, un événement majeur peut affecter la chronologie antérieure, par la capacité de ces événements à abattre plusieurs arbres précédemment endommagés. De plus, la fréquence permet le calcul de la récurrence des événements à partir du nombre d'années séparant deux événements au cours de la période d'observation.

Un embâcle de glace est variable d'un système fluvial à l'autre ainsi qu'au long du continuum fluvial. Cette variabilité spatiale peut être étudiée selon l'étendue des embâcles de glace ainsi que leur localisation préférentielle. Certains styles fluviaux ou tronçons de rivière sont plus propices au déclenchement d'un événement. Ils sont influencés par des facteurs aggravants sur le site, tels que la présence d'îles, la sinuosité et le rétrécissement du chenal. De plus, pour certains événements, il est possible d'observer une réplication dans plusieurs sites. Cette réplication peut être conditionnée par des forçages hydro-climatiques distincts ayant un impact sur le démantèlement du couvert de glace (Boucher, 2008). Ainsi, il est possible d'identifier les sites ayant le meilleur potentiel d'enregistrement d'un événement ou encore les

événements qui ont connu la plus grande répartition régionale, donc des événements majeurs.

La réponse des arbres aux événements d'embâcle de glace se reflète aussi dans la hauteur et la forme des cicatrices (Figure 1.7). La hauteur d'une cicatrice peut varier selon le niveau de l'eau et du couvert de glace au moment de l'impact, permettant de comparer la réponse de différents événements sur un arbre. Ainsi, cette mesure permet de déterminer le potentiel destructeur i) d'un embâcle de glace sur différents sites ou ii) de différents embâcles de glace sur un même site, selon divers facteurs aggravants, tels que la morphologie de la rivière (p. ex. ile, sinuosité) et sa capacité à évacuer la glace lors de la débâcle.





**Figure 1.6** Analyse dendrogéomorphologique selon la hauteur maximale des cicatrices enregistrées sur un arbre riverain. Photo : ©Annie Lagadec, 2012

## CHAPITRE II

### MÉTHODOLOGIE

#### 2.1 Objectifs de recherche

L'étude proposée dans le cadre de ce mémoire consiste à définir la dynamique spatio-temporelle et les conditions hydro-climatiques de formation des embâcles de glace sur la rivière Mistassini. Deux objectifs secondaires permettent de répondre précisément à l'objectif principal. Le premier consiste à décrire la variabilité spatiale (localisation préférentielle) et temporelle (fréquence) des embâcles de glace sur la rivière Mistassini. Cet objectif s'avère indispensable, car les embâcles de glace sont des événements peu connus sur ce territoire. Ainsi, il sera possible de caractériser la complexité spatio-temporelle associée aux processus d'embâcles de glace en obtenant de l'information sur l'intensité et la fréquence des événements passés sur le territoire à l'étude. Le deuxième objectif secondaire permet d'expliquer les conditions hydro-climatiques favorables à la formation d'embâcles afin d'élaborer un modèle de prévision des embâcles de glace. Les conditions de formation des embâcles peuvent être très variables d'un système fluvial à l'autre, dépendamment des facteurs climatiques, morphologiques et hydrologiques locaux, ce qui influence l'occurrence de ces événements. Ainsi, la construction d'un modèle prédictif sera possible en identifiant des facteurs hydro-climatiques optimaux associés aux embâcles passés. Avec l'atteinte de ces objectifs, il sera possible d'offrir une meilleure compréhension du risque d'embâcle de glace et des facteurs de causalité sur la rivière Mistassini, permettant ainsi d'améliorer la gestion du risque et la sensibilisation de la population.

## 2.2 La région d'étude

Cette étude a été menée sur la rivière Mistassini, située au nord-ouest du Québec dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean (Figure 2.1). Cette rivière en provenance de la vaste municipalité de la Baie-James traverse la municipalité régionale de comté (MRC) de Maria-Chapdelaine. Cette dernière intègre plusieurs municipalités le long de la rivière Mistassini, telle que Girardville, Albanel, Saint-Eugène-d'Argentenay, Saint-Félicien et Dolbeau-Mistassini. La rivière Mistassini est occupée par des chalets sur toute sa longueur avec une densité croissante depuis l'amont vers l'aval. Plusieurs résidences principales se sont établies sur les berges de la rivière Mistassini à partir de Girardville jusqu'à l'embouchure du lac Saint-Jean. Au nord de Girardville une route longe la rivière sur presque toute sa longueur pour donner accès à divers secteurs de coupes forestières.

### 2.2.1 Hydrographie

Le réseau hydrographique de la région à l'étude est composé de cours d'eau hiérarchisés et denses de type dendritique. Cette région appartient au bassin versant de la Mistassini, d'une superficie de 21 107 km<sup>2</sup> (OBV Lac-Saint-Jean, 2014). Ce bassin versant représente 29 % de l'eau qui se jette dans le lac Saint-Jean. S'écoulant sur plus de 298 km vers le sud, la rivière Mistassini s'alimente à partir des lacs à l'Eau Froide et De Vau dans la municipalité de la Baie-James pour ensuite se déverser dans le lac Saint-Jean. Au total, cinq cours d'eau principaux se déversent dans la rivière Mistassini, soit les rivières Ouasiemsca, Samaqua, des Framboises, aux Rats et Mistassibi. Le débit moyen annuel de la rivière Mistassini est de 198 m<sup>3</sup>/s

avec des valeurs variant entre 27 m<sup>3</sup>/s et 2050 m<sup>3</sup>/s pour la période entre 1964 et 2014 (CEHQ, 2014). Le débit maximum est généralement atteint au mois de mai.

### 2.2.2 Végétation

La végétation présente dans la région évolue graduellement du sud vers le nord, passant du domaine de la sapinière à bouleau jaune, à la sapinière à bouleau blanc, puis la pessière à mousse (MRNFP, 2003). La forêt longeant la rivière dans les domaines de la sapinière à bouleau est dominée par le sapin baumier (*Abies balsamea* [Mill.]), accompagnée généralement d'épinette noire (*Picea mariana* [Mill.] B.S.P.), de bouleau blanc (*Betula papyrifera* Marshall) et de pin gris (*Pinus banksiana* Lamb).

### 2.2.3 Contexte géomorphologique

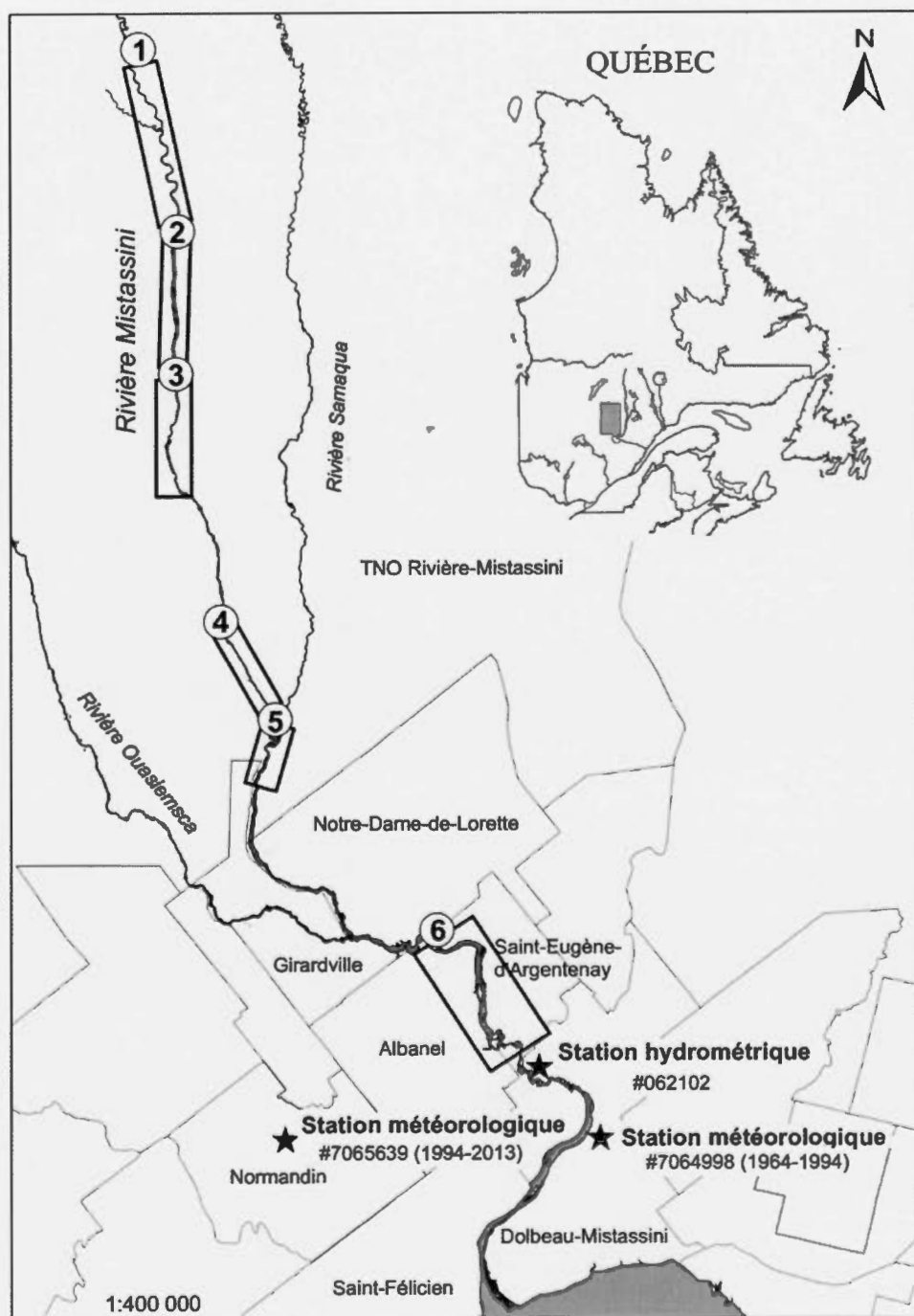
La région est caractérisée par deux types de relief, passant d'un relief de plaine dans les basses terres à un relief montagneux arrondi dans les hautes terres du Bouclier Canadien. Les dépôts de surface ont été conditionnés essentiellement par le passage des glaciers, lors du retrait de l'inlandsis Laurentien durant le Wisconsinien, et la formation de la mer de Laflamme suite au retrait des glaces. Cette origine glaciaire a fait en sorte que les dépôts meubles de la région se composent principalement de sédiments morainiques, fluvioglaciaires et glacio-marins (Lasalle et Tremblay, 1978). L'ensemble du socle rocheux est recouvert de till. Des dépôts fluvioglaciaires résultant de la fonte du glacier occupent de manière disparate les berges de la rivière Mistassini. Ces dépôts sont recouverts par endroits de sédiments glacio-marins de type intertidal et deltaïque, déposés par la mer de Laflamme (Daigneault *et al.*, 2011). Ces dépôts influencent encore aujourd'hui la variabilité morphologique de la rivière

Mistassini. Les minces dépôts glaciaires laissant parfois entrevoir le socle rocheux favorisent une morphologie rectiligne encaissée. Les dépôts fluvioglaciaires et glacio-marins permettent une morphologie plutôt variée, passant de méandriforme à rectiligne. De plus, cette diversité morphologique de la rivière révèle différentes caractéristiques physiques selon le confinement, la sinuosité, la largeur et la présence d'îlots ou de tribulaire. Différentes sections de la rivière intègrent une ou plusieurs de ces caractéristiques physiques, permettant une évolution dans les styles fluviaux présents.

#### 2.2.4 Climat régional

Le climat est de type continental humide, pouvant atteindre 24 °C (moyenne de la température maximale quotidienne en juillet) en été et -22 °C (moyenne de la température minimale quotidienne de janvier) en hiver (Environnement Canada, 2013). La température moyenne annuelle enregistrée dans le sud de la rivière Mistassini est de 1,68 °C, avec une moyenne de -17,7 °C pour la saison froide (décembre à février). En général, moins de deux jours au-dessus de 0 °C et 3,8 °C de degré-jour de chauffage sont enregistrés durant l'hiver. La moyenne des précipitations cumulées de novembre à avril est de 308 mm, dont 64 % tombent sous forme de neige.



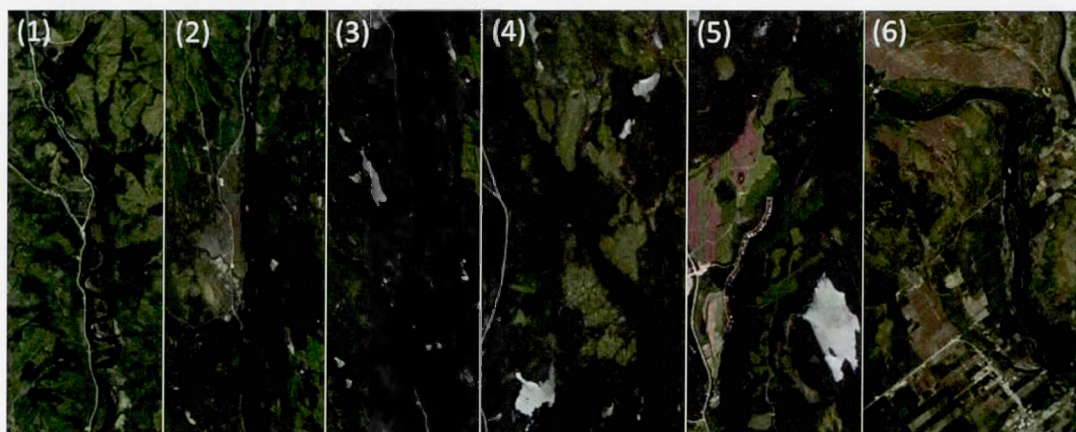


**Figure 2.1** Localisation de la rivière Mistassini et des six secteurs d'étude. Les étoiles représentent les stations hydrométriques du CEHQ et météorologiques d'Environnement Canada à proximité.

## 2.3 Méthodologie

### 2.3.1 Choix des sites d'étude

Cette recherche s'est concentrée sur un tronçon de 78 kilomètres de rivière, délimité au nord par la borne du 69<sup>e</sup> kilomètre dans le Territoire non occupé (TNO) de la rivière Mistassini et au sud par la 11<sup>e</sup> chute dans la municipalité d'Albanel (Figure 2.1). Six secteurs d'environ dix à vingt kilomètres chacun, intégrant des styles fluviaux différents, ont été sélectionnés. Cinq d'entre eux sont situés dans le TNO de la rivière Mistassini et la sixième se situe dans la municipalité d'Albanel. Cette subdivision du tronçon de la rivière à l'étude a pour but d'intégrer la variabilité morphologique dans l'analyse hydro-climatique qui caractérise les embâcles, car chacun des secteurs d'une rivière peut avoir une réponse différente en fonction des variations du débit ou de son emplacement (Figure 2.2).



**Figure 2.2** Représentation des six secteurs d'étude.

Le premier secteur, d'une longueur totale de 18 km, est caractérisé par une morphologie méandriforme dans un dépôt plutôt sableux. Le deuxième secteur totalise 13 km de rivière rectiligne avec la présence de plusieurs îles sableuses. Ce dernier est suivi d'un secteur rectiligne sans îlots (3) sur une longueur de 12 km. Le quatrième secteur se situe directement dans le socle rocheux, donnant une morphologie rectiligne encaissée pendant 9 km. Ce dernier se termine à l'embouchure de la rivière Samaqua, laissant place à un changement de style fluvial. Ainsi, le cinquième secteur est méandriforme avec îlots, dominé des dépôts de versants et une morphologie légèrement plus encaissée. Il se termine au bout de 8,5 km. Le dernier secteur (6), d'une longueur de 14 km, est caractérisé par une morphologie méandriforme avec îlots. Il résulte de dépôts deltaïques et de versants.

### 2.3.2 Dendrochronologie

Au total, 84 arbres ont été échantillonnés le long du tronçon de 78 kilomètres de rivière à l'étude. Ces échantillons proviennent essentiellement du sapin baumier (*Abies balsamea* [Mill.]). Toutefois, quelques épinettes (*Picea mariana* [Mill.] B.S.P.) (2) et pins gris (*Pinus banksiana* Lamb) (5) ont aussi été échantillonnés. Le choix des espèces échantillonnées résulte principalement de leur disponibilité et de la présence d'impacts glaciels. Des sections transversales, donc sous forme de galettes, ont été prélevées à l'aide d'une scie à chaîne. Dans certains cas, plusieurs échantillons ont été récoltés à différentes hauteurs sur un même arbre afin d'intégrer l'ensemble des événements enregistrés par ce dernier.

Le choix des arbres échantillonnés a été effectué suite à l'observation des blessures externes (cicatrices glacielles) et en fonction de leur localisation par rapport à la rivière. Les cicatrices glacielles devaient être face au courant ou à la rivière pour

éliminer le biais des blessures causées par la chute d'un arbre à proximité ou par un animal. Afin de limiter les biais liés à l'échantillonnage d'un arbre n'étant pas blessé par l'abrasion glacielle, maintes précautions ont été prises. Les arbres multicicatrisés ont été favorisés et les arbres présentant des cicatrices pouvant être causées par un autre agent que la glace de rivière ont été rejetés. Il est important de noter que certaines cicatrices pouvaient s'être complètement refermées ou être simplement difficilement visible, pouvant résulter d'une sous-représentation de certains événements.

Les arbres ont été échantillonnés de part et d'autre de la rivière, ainsi que sur les îles. Pour chacun des échantillons, la position géographique, des photographies, l'orientation de la cicatrice par rapport à la rivière, le sens de l'écoulement de la rivière, la hauteur d'échantillonnage par rapport au niveau plein-bord, la distance par rapport à l'eau ainsi que toutes les caractéristiques spécifiques à la berge, à la végétation et à la dynamique glacielle environnante ont été notés.

En laboratoire, les échantillons ont été sablés en plusieurs étapes à l'aide d'une sableuse Delta. Des papiers sablés de grains de plus en plus fins (30 à 260) ont été utilisés afin de rendre bien visibles tous les cernes de croissances pour la datation de l'arbre et des cicatrices glacielles. La datation a été effectuée en dénombrant les cernes de croissance sur deux rayons distincts, limitant les erreurs de datation par la présence de faux cernes ou de cernes peu visibles. Seules les années dénombrant plus de deux cicatrices ont été retenues, permettant d'éliminer les événements ponctuels dans l'espace (Tableau 2.1).

**Tableau 2.1** Caractéristique de l'analyse dendrochronologique des échantillons récoltés sur les six secteurs d'étude le long de la rivière Mistassini.

| Site | Année d'établissement | Nombre d'arbres | Moyenne de cicatrices par arbre | Nombre d'événements | Probabilité annuelle d'occurrence |
|------|-----------------------|-----------------|---------------------------------|---------------------|-----------------------------------|
| 1    | 1908                  | 20              | 3,05                            | 20                  | 0,19                              |
| 2    | 1821                  | 15              | 3,47                            | 25                  | 0,13                              |
| 3    | 1868                  | 14              | 2,79                            | 17                  | 0,12                              |
| 4    | 1892                  | 15              | 2,64                            | 13                  | 0,11                              |
| 5    | 1918                  | 6               | 2,73                            | 17                  | 0,18                              |
| 6    | 1913                  | 14              | 2,83                            | 12                  | 0,12                              |

L'information sur la hauteur des cicatrices d'abrasion glacielle a été récoltée à partir de cicatrices visibles sur les arbres riverains par rapport au niveau plein bord de la rivière, permettant ainsi de caractériser l'amplitude des événements (Figure 2.3). Ces mesures ont été effectuées à l'aide d'un ruban à mesurer ou un bâton gradué pour les arbres situés près de la rivière. Pour les arbres plus éloignés, les mesures ont été prises à l'aide d'un télémètre à laser (modèle TruPulse 360) (Figure 2.3). La hauteur des cicatrices a été mesurée en deux temps, soit sur l'ensemble des échantillons prélevés pour la chronologie et sur l'ensemble des cicatrices visibles et induites par l'événement de 2011. Cette dernière a été récoltée par la segmentation de la berge sur la rive droite de la rivière, et ce, pour les six secteurs à l'étude. Chacun des segments mesurait 50 mètres de long et se répétait à un intervalle de 250 mètres.





**Figure 2.3** Méthode pour la mesure de la hauteur des cicatrices a) à l'aide d'un télémètre et b) à l'aide d'un bâton gradué. Photos : ©Annie Lagadec, 2013.

### 2.3.3 Données hydro-climatiques

Les variables utilisées pour l'analyse hydro-climatique des conditions de déclenchement des embâcles de glace ont été recueillies auprès du Centre d'Expertise Hydrique du Québec et d'Environnement Canada (Tableau 2.2). Elles couvrent la période de 1964 à 2013, car les données hydrologiques n'étaient pas disponibles pour la période antérieure. Les données hydrologiques sont extraites de la station #062102 (48°53'19" N; 72°16'21" O), située à 3,4 km en amont de la rivière Mistassibi. Les données climatiques ont été recueillies auprès de deux stations météorologiques, soit la station Mistassini #7064998 (48°51'00" N; 72°12'00" O) et Normandin #7065639 (48°50'30" N; 72°32'49" O). Ces stations, enregistrant des données quotidiennement, ont couvert respectivement les périodes de 1964 à 1994 et de 1994 à 2013.

Les données hydrologiques et climatiques proviennent de la portion aval du bassin et de l'ensemble des sites d'étude. Il est donc important de souligner que les données n'ont pas permis d'obtenir de l'information hydro-climatique spécifique à chaque site. Puis, compte tenu de la taille du bassin versant, il s'est avéré difficile d'assurer une représentativité des données sur l'ensemble des sites. Toutefois, il a été possible d'analyser la réponse de chaque site à des conditions hydro-climatiques régionales.

Certaines manipulations des données ont été nécessaires (Tableau 2.2). L'ensemble des données climatiques et des débits a été rapporté sur différentes périodes d'analyse, soit sur une base mensuelle, saisonnière (automne : septembre à novembre, hiver: décembre à février et printemps : mars à mai) et plurimensuelle de 6 mois (novembre à avril) et de 8 mois (octobre à mai). Les données de température ont été utilisées pour calculer les degrés-jours de chauffe (DDH) et les degrés-jours de gel (DDF), en identifiant les journées où la température moyenne de l'air était supérieure à 0 °C. Les DDH et DDF ont été cumulés selon différentes périodes d'analyse. Plusieurs données hydrologiques ont nécessité une caractérisation de l'hydrogramme de crue, afin de définir la date de début et de fin de la crue printanière, ainsi que la date de pointe de la crue. Ces dernières ont été extraites en jour julien.

Des corrélations de Spearman ont été calculées à partir des variables hydro-climatiques selon les données de fréquence des événements d'embâcles et la hauteur des cicatrices. Les variables ainsi que la hauteur des cicatrices ont été standardisées afin d'améliorer l'analyse. Un intervalle de confiance a été extrait pour chaque corrélation afin de déterminer la validité de la relation.



**Tableau 2.2** Les variables hydro-climatiques utilisées

| Catégorie                               | Variable  | Identifiant          |
|---|---|----------------------|
| Hydrologique                            | Début de l'hydrographe de crue (JJ)                       | START                |
|   | Fin de l'hydrographe de décrue (JJ)                       | END                  |
|   | Durée de l'hydrographe de crue (J)                        | DUR <sub>Rise</sub>  |
|   | Durée de l'hydrographe de décrue (J)                      | DUR <sub>Rec</sub>   |
|   | Durée de la crue (J)                                      | DUR <sub>Fl</sub>    |
|   | Date de la pointe de crue (JJ)                            | DATE <sub>Peak</sub> |
|   | Débit de pointe ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )            | Q <sub>Peak</sub>    |
|   | Volume durant la formation de la crue ( $\text{m}^3$ )    | V <sub>Rise</sub>    |
|   | Volume durant la crue ( $\text{m}^3$ )                    | V <sub>Fl</sub>      |
|   | Précipitation durant la crue (mm)                         | P <sub>Fl</sub>      |
|   | Volume selon la durée de la crue ( $\text{m}^3$ )         | V <sub>Dur</sub>     |
|   | Débit moyen <sup>a</sup> ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )   | Q <sub>Mean</sub>    |
|   | Débit minimum <sup>a</sup> ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) | Q <sub>Min</sub>     |
|   | Débit maximum <sup>a</sup> ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) | Q <sub>Max</sub>     |
|   | Débit médian <sup>a</sup> ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )  | Q <sub>Med</sub>     |
| Climatique<br>(Données<br>quotidiennes) | Température moyenne <sup>a</sup> (°C)                     | T <sub>Mean</sub>    |
|   | Température maximale <sup>a</sup> (°C)                    | T <sub>Max</sub>     |
|   | Température minimale <sup>a</sup> (°C)                    | T <sub>Min</sub>     |
|   | Total de précipitation <sup>a</sup> (°C)                  | P <sub>Total</sub>   |
|   | Pluie <sup>a</sup> (mm)                                   | P <sub>Rain</sub>    |
|   | Neige <sup>a</sup> (cm)                                   | P <sub>Snow</sub>    |
|   | Degrés-jours de gel (<0°C) <sup>a</sup>                   | DDF                  |
|   | Degrés-jours de chauffage (>0°C) <sup>a</sup>             | DDH                  |

<sup>a</sup> Variables intégrant différentes périodes: mensuelle, automne, hiver, printemps, 6 mois (novembre à avril) et 8 mois (octobre à mai)

#### 2.3.4 Arbres de classification

L'arbre de classification (CT) est une méthode statistique par arbre de classification et de régression (CART) développé par Breiman *et al.* (1984). Elle est disponible dans la bibliothèque Rpart du logiciel de programmation statistique R. Cette méthode statistique utilise un algorithme de partitionnement itératif de la fonction Rpart, ce qui

permet de prédire et classer les variables prédictives sous la forme d'un arbre de classification. Cet algorithme cherche à partitionner une variable nominale (c'est-à-dire p/a ou 0,1) à partir de seuils trouvés dans des variables indépendantes quantitatives. Puis, l'algorithme élague l'arbre afin d'utiliser le moins de variables indépendantes possible pour un maximum de puissance statistique (principe de la parcimonie). Enfin, l'évaluation de la performance de l'arbre de classification est réalisée par validation croisée.

Lors de cette étude, les données sur la fréquence des événements ont été transformées en variables binaires, selon la présence (1) et l'absence (0) d'événement. Puis, les données hydrologiques et climatiques ont été normalisées afin d'être intégrées au modèle d'arbres de classification (CT). Les données de fréquence des événements ont été mises en relation avec les données hydrologiques et climatiques à l'intérieur des arbres de classification afin d'identifier les facteurs de causalité ainsi que leur seuil. Chaque arbre de classification est constitué d'une base de données complète des variables hydro-climatiques. La construction d'un modèle CT optimal s'est réalisée en deux étapes, soit i) l'identification des variables d'importances (VI) et ii) la validation croisée.

#### 2.3.4.1 Identification des variables d'importance

La construction d'un modèle CT le plus exact possible nécessite une base de données intégrant uniquement les prédicteurs les plus significatifs. Une méthode efficace d'extraire ses variables est fournie à l'intérieur de la fonction Rpart.

Trois modèles ont été réalisés en intégrant 1) les variables hydrologiques uniquement (N=71) : 2) les variables climatiques uniquement (N=92) : et 3) l'ensemble des variables hydro-climatiques (N=163) (Tableau 2.2). À l'intérieur de chacun de ces modèles, 1000 modèles CT ont été construits à partir d'une sélection aléatoire de 50

variables parmi celles disponibles pour chaque catégorie. Des paramètres fixes ont été utilisés pour cette étape, avec un minimum de sept observations par nœud (minsplit) à chaque division et un minimum de cinq enregistrements par nœuds terminaux (minbucket). Ces paramètres ont été préalablement testés sur l'ensemble des données, afin d'obtenir un modèle explicatif généralisé et tout aussi précis du processus. Le taux d'erreur de classification a été pris en compte dans le choix des paramètres. Pour chaque modèle, sept variables ont été extraites et conservées selon leur importance dans l'arbre de classification. La mesure de l'importance d'une variable (score) a été définie par la somme des diminutions de la déviance à chaque nœud de l'arbre. Au bout des 1000 itérations, la somme des scores sur chaque variable a permis de classer celle-ci selon leur importance dans le modèle. Une sélection totale de sept variables d'importance a été retenue pour la construction de chaque modèle CT.

#### 2.3.4.2 Validation croisée du modèle CT

La validation croisée est utilisée pour estimer l'erreur de prédiction du modèle. Lors de cette étude, la base de données a été divisée aléatoirement en dix parties de taille approximativement égale. Ainsi, le modèle a été calibré sur neuf divisions, permettant de calculer l'erreur sur la dixième partie. La validation croisée a été appliquée à l'intérieur de chaque modèle CT en intégrant le paramètre de contrôle « xval » à l'intérieur de la fonction Rpart.

### CHAPITRE III

#### TREE RING ANALYSIS OF HYDRO-CLIMATIC THRESHOLDS TRIGGERING RIVER ICE JAMS ON THE MISTASSINI RIVER, QUEBEC

Annie Lagadec, Geotop et Département de géographie, Université du Québec à  
Montréal

Étienne Boucher, Geotop et Département de géographie, Université du Québec à  
Montréal

Daniel Germain, Département de géographie, Université du Québec à Montréal

Lagadec, A., Boucher, É. et Germain, D. (2015). Tree ring analysis of hydro-climatic thresholds that trigger ice jams on the Mistassini River, Québec. *Hydrological Processes*, DOI : 10.1002/hyp.10537

Reçu le 26 décembre 2014; Accepté le 5 mai 2015.

### Résumé – Anglais (Abstract)

This study documents the spatiotemporal variations in the frequency and magnitude of ice jams in the Mistassini River and applies that information to the identification of the hydro-climatic threshold conditions associated with major events. Ice jams cause severe upheavals in water flow, which result in flooding upstream of the ice jam front, and therefore represent a significant geohazard to riparian populations. To analyze the spatiotemporal variations in the magnitude-frequency of ice jams, the Mistassini River was first divided into six different sites representing different geomorphological contexts. A 50-year ice jam chronology was constructed from 85 damaged trees from all of the study sites. This chronology was then coupled with hydro-climatic variables to construct classification trees (CT), which helped identify the conditions and hydro-climatic thresholds favorable to the triggering of ice jams in a predictive model. The results indicate complex interactions between the characteristics of flow, ice cover, and river morphology that affect the frequency and magnitude of ice jam events on the Mistassini River. These factors affect the frequency and magnitude of ice jam events. The triggering of extreme events seems particularly influenced by exceptional ice conditions and sites with high sinuosity and islands.

### Résumé - Français

Cette étude vise à documenter les variations spatio-temporelles dans l'intensité et la fréquence des embâcles de glace sur la rivière Mistassini au lac Saint-Jean et à mieux comprendre le contexte hydro-climatique dans lequel se forment ces événements extrêmes. Les embâcles de glace entraînent des bouleversements importants de l'écoulement de l'eau, causant des inondations en amont du front glaciaire et par conséquent, représentent des géorisques importants pour les populations riveraines. La rivière Mistassini a d'abord été divisée en six secteurs différents sur le plan géomorphologique, afin d'établir la variabilité spatio-temporelle du phénomène selon des morphologies fluviales différentes. Une chronologie des embâcles de glace des 50 dernières années basées sur l'ensemble des sites a été construite à partir de 84 arbres cicatrisés. Cette chronologie des cicatrices d'abrasion glaciaire a été couplée aux variables hydro-climatiques disponibles, afin de construire des arbres de classification (CT), permettant de déterminer les conditions et seuils hydro-climatiques favorables au déclenchement des embâcles à l'intérieur d'un modèle prédictif. Les résultats confirment une interaction complexe entre les caractéristiques de l'écoulement et du couvert de glace, ainsi que la morphologie de la rivière dans la formation d'embâcle de glace sur la rivière Mistassini. Ces facteurs conditionnent la fréquence et l'intensité des événements d'embâcle de glace. Les événements extrêmes y sont particulièrement influencés par les conditions de la glace ainsi que des sites possédant une forte sinuosité et la présence d'îlots.



### 3.1 Introduction

In Canada, flooding is the most important natural hazard (NRCAN, 2009). Floods can originate from i) the swelling of rivers following intense rainfall and/or snowmelt, ii) the failure of a natural or artificial dam or iii) backflow due to jamming by wood debris or ice. Ice jams are related to the most devastating and recurrent flood processes in northern rivers (Ashton, 1986; Beltaos, 1995), and the risk associated with ice jams is particularly important to riparian populations as these spontaneous hazards can cause considerable socio-economic and environmental damages. Indeed, in North America, damages caused by river ice jams amounts to an estimated US\$250 million annually (Prowse *et al.*, 2008).

Ice jams result from an accumulation of fragmented ice floes that physically obstruct a river and prevent the free flow of water (Beltaos & Prowse, 2001). Ice begins to accumulate upstream of an obstruction when the incoming ice discharge exceeds the local transport capacity of the river (Beltaos, 1995; White, 2002), which results in upstream flooding. Flooding can also occur downstream of the ice jam front if the ice jam breaks up due to too much upstream pressure. During a breakup, the release of the ice jam can also generate a powerful wave that can rise as high as a few meters and move faster than the velocity of the water (Jasek, 2003; Beltaos 2007b). The incoming ice floes are then pushed against the river banks and impact the vegetation and infrastructure in the riparian zone.

Due to the economic, social and environmental impacts generated by ice jams, forecasting flood risk is an important, yet difficult, task for local authorities and riparian populations. However, identifying the spatiotemporal dynamics and factors associated with river ice jams remains a scientific challenge; the relationships between hydrologic, climatic and morphological forcing conditions are very complex

and may vary from one river system to another (Boucher *et al.*, 2009b; Taylor, 2010). Therefore, it is important to consider all of the available information on hydro-climatic factors to understand the mechanisms of ice fracturation, transportation and congestion in northern rivers.

The investigation of triggering conditions requires data on the historical frequencies and magnitudes of ice jams. Such data can originate from various sources (local newspapers, government reports, etc.), but observations are usually very sparse and most commonly found at sites where ice jams pose a risk to populations and infrastructure. Therefore, these data do not allow for an in-depth assessment of the spatial variability in the frequency and magnitude of ice jam events. To circumvent the limitations associated with the lack of adequate data, evidence of past extreme ice jams from tree rings can be analyzed (Alestalo, 1971; Fritts, 1976; Schroder, 1980; Braam *et al.*, 1987). Dendrochronological records of discrete events that inflicted datable injuries (scars) to riparian trees are reliable sources of information about the frequencies and magnitudes of past ice floods in fluvial (Hench, 1973; Smith and Reynolds, 1983; Tuthill *et al.*, 2005; Boucher *et al.*, 2009a) and lacustrine environments (Bégin & Payette, 1988; Tadif & Bergeron, 1997; Bégin, 2001), and they can also provide high-resolution data on the frequency of ice jam floods in forested areas (Boucher, 2008). Such tree ring records are essential to i) place recent events in a broader spatio-temporal context, ii) identify the variables and hydro-climatic thresholds associated with the occurrence of ice jams, and iii) provide guidelines for the development of adequate risk management strategies. Therefore, dendrochronology has become essential to the reconstruction of ice jam histories and the assessment of ice-induced flooding hazards in cold regions.

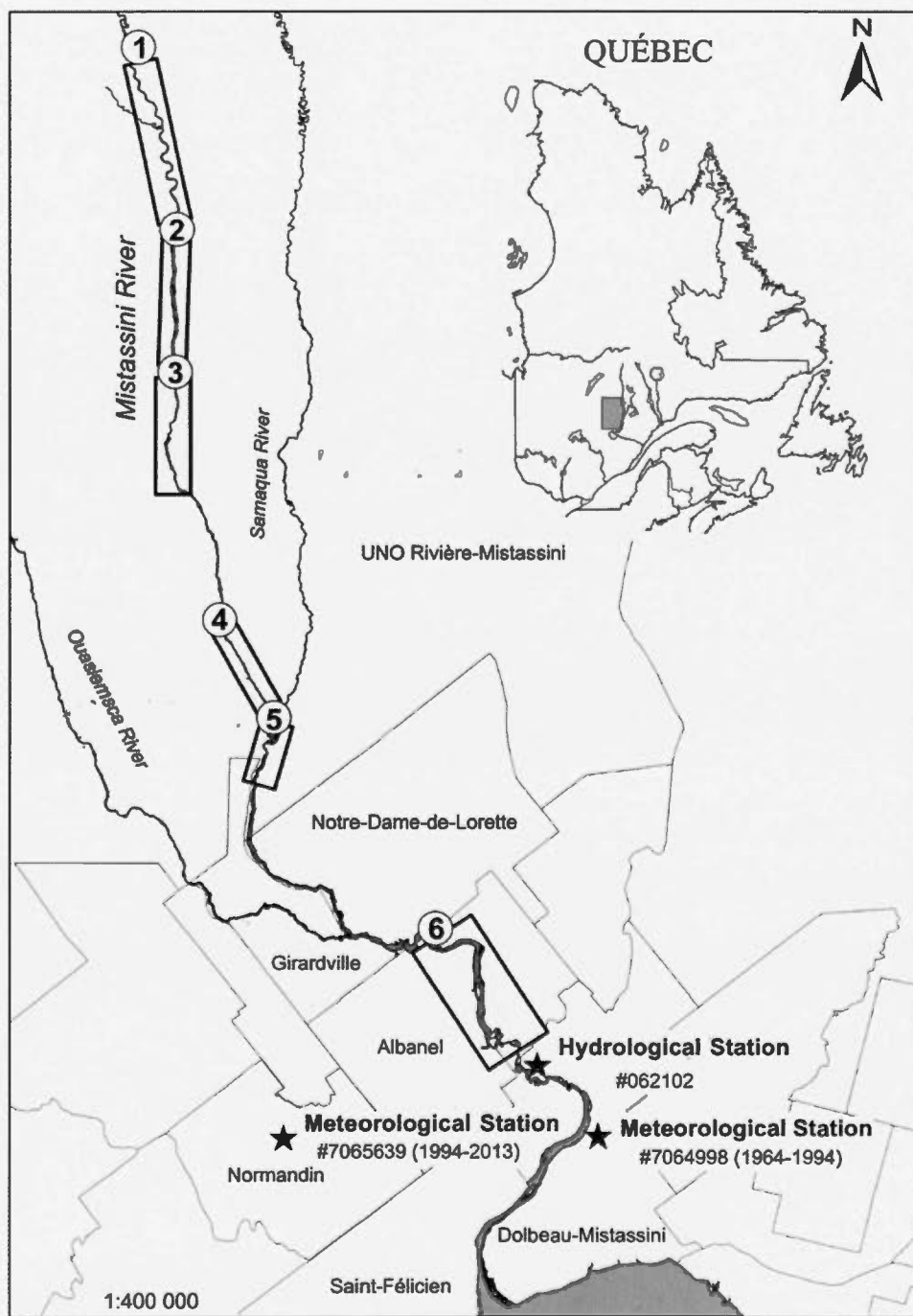
This study aims to analyze the frequency of ice jams and the heights of ice scars on the Mistassini River to identify the hydro-climatic conditions favorable to extreme

events. Using a tree-ring-reconstructed chronology, it also attempts to define the relationships between the occurrence of past ice jams and these hydro-climatic variables to determine the conditions and thresholds necessary to trigger these events. Additionally, our analysis will provide new, historically informed insights into the magnitude of a recent dramatic ice jam (May 2011) that significantly impacted bank morphologies and ecosystems and destroyed many houses located along the river.

### 3.2 Study area

The Mistassini River is located in the region of Saguenay-Lac-Saint-Jean (Fig. 3.1). Its source is the James Bay, between Eau Froide Lake and De Vau Lake, and it flows south over 298 km to Saint-Jean Lake. The area around the Mistassini River from Girardville to Saint-Jean Lake is occupied by houses, and riverbank use shows a downstream increase in density. North of Girardville, access to the river is facilitated by a road that follows the river for most of its length. The vegetation in the area is dominated by balsam fir (*Abies balsamea* L. Mill) and white birch (*Betula papyrifera* Marsh.) in the north and by balsam fir and yellow birch (*Betula alleghaniensis* Britton) in the south.

The annual average temperature of the southern Mistassini River is 1.68 °C with an average of -17.7 °C during the cold season (December to February), in which temperatures over 0 °C have been recorded on less than two days. The average rainfall from November to April is 308 mm, of which 64 % falls as snow. The annual average discharge of the Mistassini River is 198 m<sup>3</sup>/s with values ranging from 17 m<sup>3</sup>/s to 2050 m<sup>3</sup>/s (CEHQ, 2014); maximum discharge is usually reached in May.



**Figure 3.1** Study area and study sites along the Mistassini River, Quebec, Canada. Sites are numbered between one and six. Hydrological and meteorological stations are represented by black stars.

### 3.3 Methods

#### 3.3.1 Study sites

This study focused on a 78-km downstream section of the river that was divided into six study sites based on their morphological characteristics: meandering channel (1), straight channel with islands (2), straight channel (3-4), and meandering channel with islands (5-6) (Fig. 3.1). In the upstream sections (1-5), the Mistassini River flows through glacial deposits while (6) the channel has incised glaciomarine deposits in the downstream section. All sites are characterized by gentle slopes ( $0.001 \text{ m m}^{-1}$ ) and tranquil flow.

#### 3.3.2 Ice scar chronology

Ice-scarred riparian trees with multiple injuries were sampled on both banks and on the island margins at each site. In some cases, several samples were collected from the same tree at different heights to include all of the recorded events. The number of trees sampled per site varied with availability and the length of the site, and a total of 106 cross-sectional disks were collected from 84 trees. Each sampled tree was GPS-located and characterized (species, diameter at chest height (DBH), distance from bank, and height above the bankfull level). Samples were brought back to the laboratory and tree-ring dated (Table 3.1). Scar dating was reinforced by other criteria such as traumatic rings or resin injections (Stoffel and Corona, 2014), when those features were available. Only years with more than two scars were retained to eliminate potential bias from dating minor injuries inflicted by other, more marginal processes (animals). It is important to recall that, on the Mistassini River, floods

rarely occur during the non-ice season. When such events occur, floodwater does not reach levels attained during ice jams. Second, even during exceptional open-water floods, trees are typically left unscarred at our sites because floods typically carry little abrasive material (e.g. floating woody debris) by comparison to ice floods that transport important amounts of ice rafts. We therefore assume that our ice scar chronology accurately reflects variations in the magnitude and frequency of ice jams on the Mistassini River.

The heights of visible ice scars (from the bankfull level) were measured using a laser rangefinder (TruPulse ® 360 model) on all of the trees sampled for dendrochronological analysis. In addition, the heights of the scars associated with the May 2011 event (clearly visible due to their orange color) were investigated. To do this, study sites were segmented into 50-m sub-sections separated from each other by 250 m. In each sub-section, heights were systematically measured on the right bank only, which allowed us to investigate, in detail, the behavior of this recent extreme ice flood in the Mistassini River.

**Table 3.1** Tree-ring characteristics of study sites along the Mistassini River

| Site<br>(upstream to<br>downstream) | Date of<br>oldest tree | Number of<br>trees<br>sampled | Mean<br>number of<br>scars/ tree | Number of<br>events | Frequency<br>of events<br>(events / yr) |
|-------------------------------------|------------------------|-------------------------------|----------------------------------|---------------------|---|
| 1                                   | 1908                   | 20                            | 3.05                             | 20                  | 0.19                                    |
| 2                                   | 1821                   | 15                            | 3.47                             | 25                  | 0.13                                    |
| 3                                   | 1868                   | 14                            | 2.79                             | 17                  | 0.12                                    |
| 4                                   | 1892                   | 15                            | 2.64                             | 13                  | 0.11                                    |
| 5                                   | 1918                   | 6                             | 2.73                             | 17                  | 0.18                                    |
| 6                                   | 1913                   | 14                            | 2.83                             | 12                  | 0.12                                    |



### 3.3.3 Hydro-climatic data

Hydro-climatic variables, such as discharge, temperature and precipitation, were considered as potential factors associated with the triggering of ice jams on the Mistassini River. Daily data (1964-2013) were obtained from the Centre d'expertise hydrique du Quebec and Environment Canada (Table 3.2). Hydrological data were collected from station #062102 (N48°53'19'-W72°16'21'), located 3.2 km downstream of site 6, and climatic data were obtained from two weather stations, the Mistassini station (#7064998) and the Normandin station (#7065639) for the periods of 1964-1994 and 1994-2013, respectively. The hydrologic and climatic data were normalized prior to their inclusion as predictor variables.

Spearman correlations were performed to analyze the strength of the relationships between the hydro-climatic variables and i) the annual replication of ice scars and ii) the ice scar heights. The latter were normalized to maximize compatibility between the data.

### 3.3.4 Classification tree (CT) model

The occurrences of ice jams reconstructed from tree rings were transformed into binary variables representing the presence (1) or absence (0) of an event. The available hydro-climatic data and the ice jam events were incorporated into a classification tree model (CT). The optimal CT model for identifying hydro-climatic thresholds was constructed in two main steps: i) the identification of important variables (i.e., the predictor variables to retain in the CT model) and ii) model cross-validation.

**Table 3.2** Hydro-climatic variables used in the study

| Category   | Variable   | ID                   |
|------------|--|----------------------|
| Hydrologic | Start of hydrograph rise                                     | START                |
|            | End of hydrograph recession                                  | END                  |
|            | Duration of hydrograph rise                                  | DUR <sub>Rise</sub>  |
|            | Duration of hydrograph recession                             | DUR <sub>Rec</sub>   |
|            | Flood duration   | DUR <sub>FI</sub>    |
|            | Date Peak  | DATE <sub>Peak</sub> |
|            | Peak discharge ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )                 | Q <sub>Peak</sub>    |
|            | Volume during rise ( $\text{m}^3$ )                          | V <sub>Rise</sub>    |
|            | Volume during flood ( $\text{m}^3$ )                         | V <sub>FI</sub>      |
|            | Precipitation during flood (mm)                              | P <sub>FI</sub>      |
|            | Volume ( $\text{m}^3$ )                                      | VOL                  |
|            | Mean discharge <sup>a</sup> ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )    | Q <sub>Mean</sub>    |
|            | Minimum discharge <sup>a</sup> ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ) | Q <sub>Min</sub>     |
|            | Maximum discharge <sup>a</sup> ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ) | Q <sub>Max</sub>     |
|            | Median discharge <sup>a</sup> ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )  | Q <sub>Med</sub>     |
| Climatic   | Mean temperature <sup>a</sup> ( $^{\circ}\text{C}$ )         | T <sub>Mean</sub>    |
|            | Maximum temperature <sup>a</sup> ( $^{\circ}\text{C}$ )      | T <sub>Max</sub>     |
|            | Minimum temperature <sup>a</sup> ( $^{\circ}\text{C}$ )      | T <sub>Min</sub>     |
|            | Total precipitation <sup>a</sup> (mm)                        | P <sub>Total</sub>   |
|            | Rain <sup>a</sup> (mm)                                       | P <sub>Rain</sub>    |
|            | Snow <sup>a</sup> (mm)                                       | P <sub>Snow</sub>    |
|            | Freezing degree-days ( $<^{\circ}\text{C}$ ) <sup>a</sup>    | DDF                  |
|            | Heating degree-days ( $>^{\circ}\text{C}$ ) <sup>a</sup>     | DDH                  |

<sup>a</sup>: Variables include different periods: Monthly, Fall, Winter, Spring, 6 months (November to April) and 8 months (October to May)

### 1) Identification of important variables

Three models were constructed that integrated i) only the hydrologic predictors (N=71), ii) only the climatic predictors (N=92) or finally, iii) both the hydrologic and climatic variables (N=163) (Table 3.2). For each model, 1000 CTs were constructed from a random selection of 50 variables chosen within the available pool of each category of predictors. A minimum of seven observations per node for each split and

a minimum of five records per terminal node were imposed as constraints to limit tree development. For each CT, the importance of a variable was represented by a score that describes the sum of the decreases in deviance at each node in the tree. Using this metric, the seven most important variables were extracted and saved. Ultimately, at the end of the 1000 iterations, we summed up the variable importance scores obtained for each predictor at each iteration and extracted the seven variables with the highest scores. This implies that the variables with high importance scores were either frequently used as classifiers in the CTs or represented occasionally powerful discriminants.

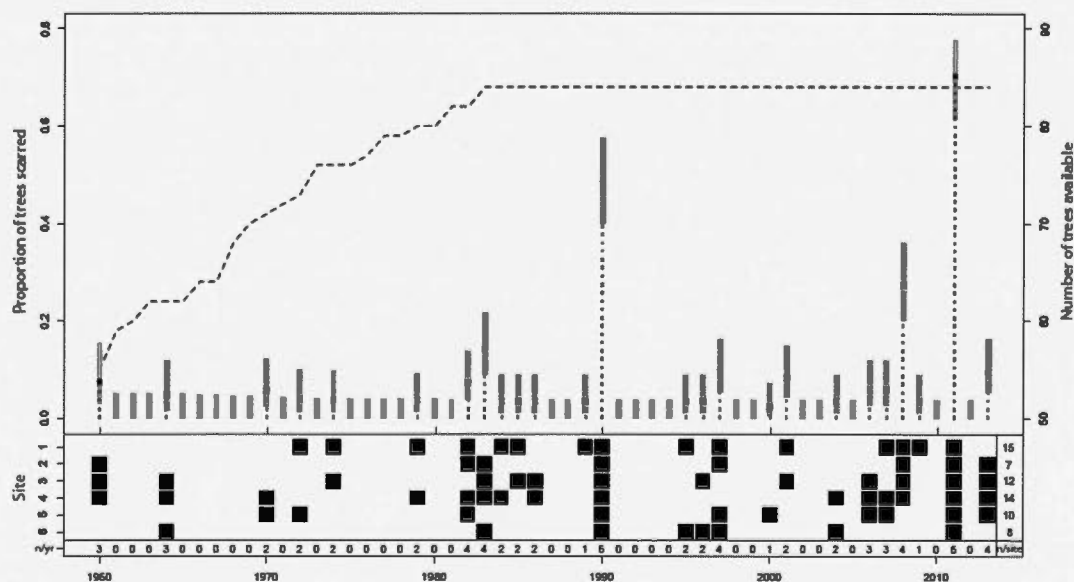
## 2) Cross-validation of the classification tree

A cross-validation strategy was implemented to estimate the error rates within each CT model. The dataset was iteratively divided into ten equal parts, enabling calibration of the first nine divisions and validation of the last division. The cross-validation error represented the mean of the error rates estimated at each division, so this technique provided an estimate of the CT's performance. The cross-validation error was combined with the success of the classification rates to validate the best CT, which was used in the model to quantify the false-positive and false-negative error rates.

### 3.4 Results

#### 3.4.1 Ice jam chronology

Twenty-six ice jams that have occurred since 1964 were dated and spatialized, indicating the recurrence of an event every two years (Fig. 3.2a) in the study area. Pooling all sites, three major events (1990, 2008 and 2011) scarred at least 20 % of the trees sampled for tree ring analysis, and events of intermediate magnitude occurred in 1982, 1983, 1997, 2001, 2006, 2007 and 2013 and scarred between 5 and 20 % of the trees. Approximately 60 % of the reconstructed ice jams in the chronology were associated with less than 5 % of the ice-scarred trees. Twenty-four years without ice jams were identified.



**Figure 3.2** Ice scar chronologies since 1960. The upper panel (a) represents, for each year, the proportion of trees scarred according to the number of trees available

(dashed line), following Schroder (1980). 95% binomial confidence intervals around calculated proportions were estimated after Agresti and Coull (1998) and Boucher *et al.* (2011). The lower panel represents the presence (black) / absence (white) of an ice jams for each year and at each site. For each year, the total number of sites where an ice jam was recorded is presented. For each site, the number of events since 1964 (instrumental period) is calculated.

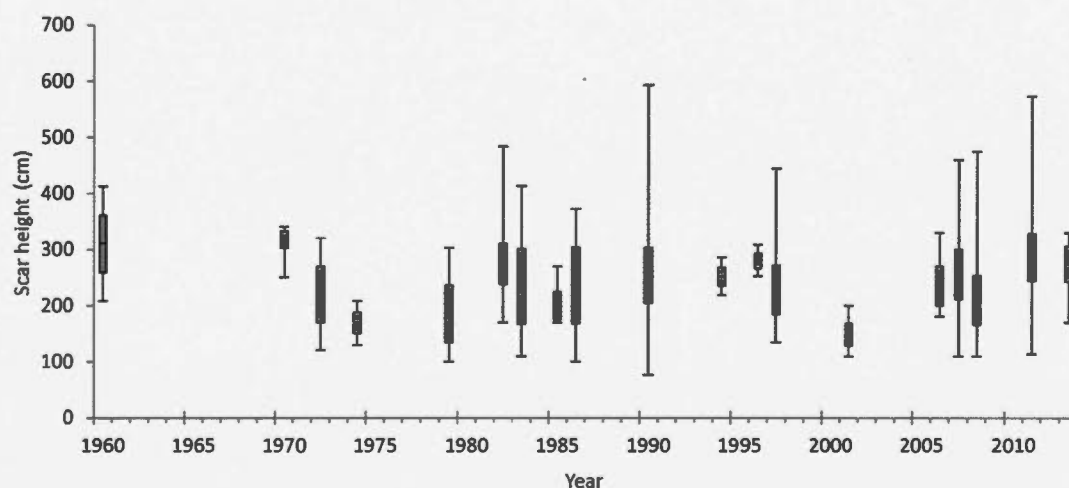
Replication between sites was considered an additional indicator of ice jam magnitude. Evidence of the 1990 and 2011 ice jams was found in each of the six sites (Fig. 3.2b) with, respectively, 49 % and 71 % of the samples dated on all of the study sites. Some events with intermediate spatial replication also appeared to be significant in 1982, 1983, 1997, 2008 and 2013. Since 1960, the upstream sites (1, 3 and 4) experienced more ice jams than the downstream sites (5 and 6), except for site 2, where only one event occurred every seven years (Table 3.1). A recurrence of one event every 3.3 to 4.5 years was calculated for the upstream sites (1, 3 and 4) compared to the downstream sites (5 and 6), which recorded one event every 5.5 to 6.5 years.

#### 3.4.2 Ice scar heights

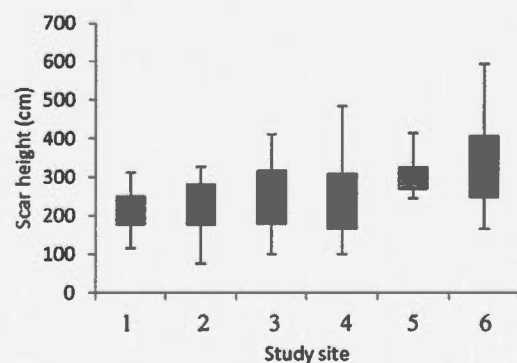
Maximum ice scar heights were recorded for two ice jams previously identified as extreme events (1990 and 2011) (Fig. 3.3a). In terms of the replicated ice scars, 1990 stands out as the year with the greatest heights, reaching up to 5.93 m above the bankfull level followed by 2011 with 5.73 m. Average ice scar heights were 2.66 m (1990) and 2.92 m (2011) compared to an average of 2.41 m with a standard deviation of 0.43 m for the other ice jam years. Other events also marked trees more than four meters above the bankfull level (1982, 1983, 1997, 2007 and 2008) with

values ranging between 4.13 m and 4.84 m. Average ice scar heights for these years ranged between 2.11 m and 2.89 m, and standard deviations ranged from 0.81 m to 1.08 m with greater scatter for years 1982, 1997 and 2007.

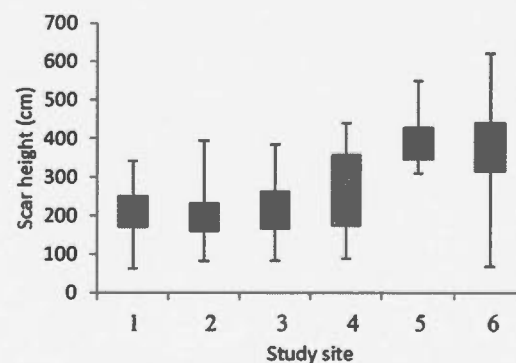
(a) Heights: all sites pooled since 1960



(b) Heights: all years pooled on each site



(c) Heights: year 2011 on each site



**Figure 3.3** Ice scar heights since 1960. (a) All sites pooled together for each year, (b) all years pooled together, for all sites and (c) Distribution of May 2011 scars at each site. Black bars inside the boxplot represent the median.



Comparing ice scar heights between sites (Fig. 3.3b), a clear upward trend was observed from upstream to downstream for both the maximum (3.12 m to 5.93 m) and mean heights (2.18 m to 3.34 m). Overall, the standard deviation of the mean heights ranged between 0.49 m and 1.11 m, and sites 1 and 5 showed low data dispersion compared to sites 4 and 6. The same analysis was performed using ice scars from May 2011 only, and the same upward trend in ice-scar heights was found (Fig. 3.3c). Maximum heights in 2011 were slightly greater than previous events, ranging from 3.42 m in the most upstream site (1) to 6.21 m in the most downstream site (6). On average, ice scar heights ranged between 2.1 m and 3.97 m, and the highest average height was found at site 5 (3.97 m) followed by site 6 (3.56 m). Standard deviations ranging between 0.62 m and 1.26 m indicated low data dispersion for sites 1 and 2 and high dispersion for sites 4 and 6.

#### 3.4.3 Correlation

The important variables that emerged from the three CT models were correlated with ice jam occurrences and heights. The results revealed strong Spearman correlation coefficients for three hydrologic variables with ice scar replication with a value of 0.427 for the maximum discharge in May ( $Q_{\text{MaxMay}}$ ), 0.405 for the maximum discharge in the spring ( $Q_{\text{MaxS}}$ ) and 0.410 for the peak discharge ( $Q_{\text{Peak}}$ ) (Table 3.3). Heating degree-days in March was the only significant climatic variable with an inverse correlation of -0.329 with ice jam occurrence. No significant correlations with ice scar height were obtained.

**Table 3.3** Spearman correlation coefficients between variables of importance and frequency and ice-scars height.

| Variable of importance            | ID                    | Ice scars replication    | Ice scars height    |
|-----------------------------------|-----------------------|--------------------------|---------------------|
| Maximum temperature in December   | $T_{\text{MaxDec}}$   | 0.082                    | 0.280 <sup>c</sup>  |
| Minimum temperature in November   | $T_{\text{MinNov}}$   | -0.045                   | 0.091               |
| Heating degree-days during winter | $DDH_W$               | 0.023                    | 0.000               |
| Degree-days of heat in November   | $DDH_{\text{Nov}}$    | 0.023                    | 0.207               |
| Heating degree-days in March      | $DDH_{\text{Mar}}$    | -0.329 <sup>b</sup>      | -0.059              |
| Spring precipitation              | $P_{\text{TotalS}}$   | 0.248                    | -0.190              |
| Rainfall during winter            | $P_{\text{RainW}}$    | -0.043                   | -0.063              |
| Minimum discharge in September    | $Q_{\text{MinSept}}$  | -0.122                   | -0.114              |
| Mean discharge in May             | $Q_{\text{MeanMay}}$  | 0.307 <sup>b</sup>       | -0.128              |
| Mean discharge in September       | $Q_{\text{MeanSept}}$ | 0.000                    | 0.177               |
| Maximum discharge in May          | $Q_{\text{MaxMay}}$   | <b>0.427<sup>a</sup></b> | -0.202              |
| Maximum discharge during spring   | $Q_{\text{MaxS}}$     | <b>0.405<sup>a</sup></b> | -0.210              |
| Median discharge in May           | $Q_{\text{MedMay}}$   | 0.290 <sup>c</sup>       | -0.125              |
| Median discharge in September     | $Q_{\text{MedSept}}$  | -0.135                   | 0.158               |
| Peak flood discharge              | $Q_{\text{Peak}}$     | <b>0.410<sup>a</sup></b> | -0.170              |
| Volume                            | VOL                   | 0.074                    | -0.257 <sup>c</sup> |

<sup>a</sup> :  $p \leq 0.01$

<sup>b</sup> :  $0.01 < p < 0.05$

<sup>c</sup> :  $0.05 < p < 0.1$

#### 3.4.4 CT model

The construction of three different classification trees allowed for the determination of the hierarchy of variables as well as the threshold conditions associated with the triggering of an ice jam on the Mistassini River. Among the hydrologic variables, the minimum discharge in September ( $Q_{\text{MinSept}}$ ) stood out with a score totaling 4523 (Table 3.4), but there were other important early autumn conditions, such as the median ( $Q_{\text{MedSept}}$ ) and the average September discharge ( $Q_{\text{MeanSept}}$ ). Other variables

were associated with spring conditions including average discharge in May ( $Q_{\text{MeanMay}}$ ), median discharge in May ( $Q_{\text{MedMay}}$ ), maximum discharge in May ( $Q_{\text{Mays}}$ ), and volume (VOL).

The optimal classification tree from the hydrologic variables had two splits and three terminal nodes (Fig. 3.4a). The root node included 24 (22) years with (without) an ice jam, and two terminal nodes predicted 95 % of all of the ice jams. The first split alone classified 75 % of all ice jams with a threshold  $Q_{\text{MinSept}} < 93.37 \text{ m}^3/\text{s}$ . The second terminal node classified 20 % of ice jams by fixing the thresholds at  $Q_{\text{MinSept}} \geq 93.37 \text{ m}^3/\text{s}$  and  $Q_{\text{MeanMay}} > 751.85 \text{ m}^3/\text{s}$ . One can observe that 72% of all of the years without an ice jam were characterized by  $Q_{\text{MinSept}} \geq 93.37 \text{ m}^3/\text{s}$  and a  $Q_{\text{MeanMay}} < 751.85 \text{ m}^3/\text{s}$ . The successful classification rate of the classification tree constructed from the hydrologic variables was 85 % with a cross-validation prediction error of 0.33.

The retained climatic variables were primarily represented by the amount of rain in winter ( $P_{\text{RainW}}$ ) with a score of 2321 (Table 3.4). The CT was constructed from a selection of seven variables (Table 3.4) and consisted of two splits and three leaf nodes (Fig. 3.4b). The first terminal node classified the majority (72 %) of ice jams and was determined by  $P_{\text{RainW}} < 1.85 \text{ mm}$ . In the second terminal node, 16 % of all ice jams were classified using threshold values of  $P_{\text{RainW}} \geq 1.85 \text{ mm}$  and  $P_{\text{TotalS}} > 228.60 \text{ mm}$ , and years without ice jams were characterized by  $P_{\text{RainW}} \geq 1.85 \text{ mm}$  and  $P_{\text{TotalS}} < 228.60 \text{ mm}$ . This tree had a successful classification rate of 81 % and a cross-validation prediction error of 0.35, which is slightly higher than the classification tree based on the hydrologic predictors.

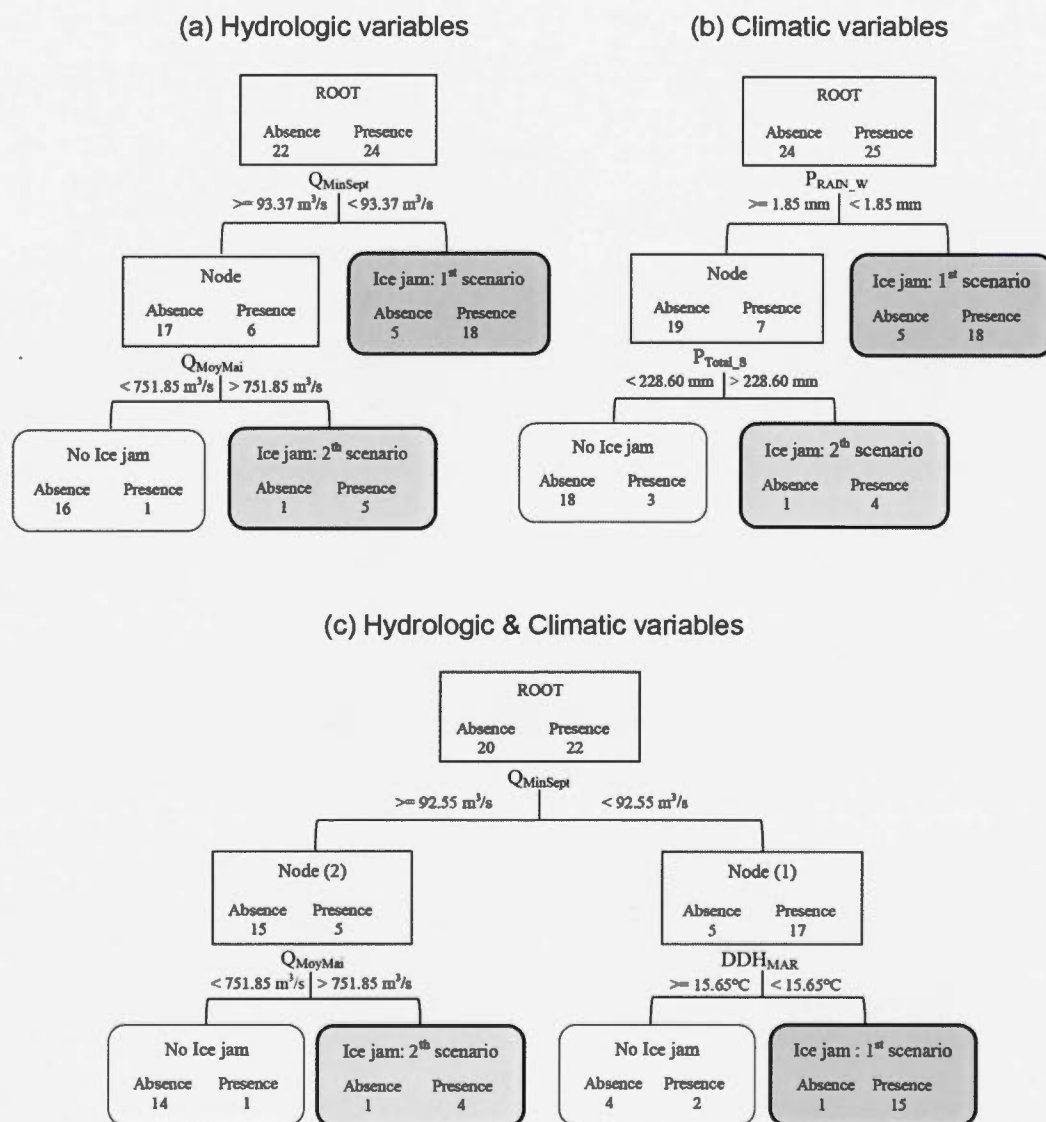
**Table 3.4** Seven variables of importance used for each classification trees

| Category       | Variable of importance            | ID                    | Score<br>(10 <sup>2</sup> ) |
|----------------|-----------------------------------|-----------------------|-----------------------------|
| Climatic       | Winter rainfall                   | P <sub>RainW</sub>    | 23.21                       |
|                | Heating degree-days in November   | DDH <sub>Nov</sub>    | 12.10                       |
|                | Heating degree-days in March      | DDH <sub>Mar</sub>    | 11.18                       |
|                | Heating degree-days during winter | DDH <sub>W</sub>      | 8.61                        |
|                | Spring precipitation              | P <sub>TotalS</sub>   | 7.99                        |
|                | Maximum temperature in December   | T <sub>MaxDec</sub>   | 7.75                        |
|                | Minimum temperature in November   | T <sub>MinNov</sub>   | 7.14                        |
| Hydrologic     | Minimum discharge in September    | Q <sub>MinSept</sub>  | 45.23                       |
|                | Mean discharge in May             | Q <sub>MeanMay</sub>  | 21.72                       |
|                | Volume                            | VOL                   | 21.51                       |
|                | Median discharge in May           | Q <sub>MedMay</sub>   | 18.48                       |
|                | Median discharge in September     | Q <sub>MedSept</sub>  | 16.69                       |
|                | Mean discharge in September       | Q <sub>MeanSept</sub> | 16.66                       |
|                | Maximum discharge during spring   | Q <sub>MaxS</sub>     | 13.09                       |
| Hydro-climatic | Minimum discharge in September    | Q <sub>MinSept</sub>  | 20.27                       |
|                | Maximum discharge during spring   | Q <sub>MaxS</sub>     | 11.88                       |
|                | Peak discharge                    | Q <sub>Peak</sub>     | 10.08                       |
|                | Heating degree-days in March      | DDH <sub>Mar</sub>    | 9.82                        |
|                | Maximum annual discharge          | Q <sub>MaxAnn</sub>   | 9.62                        |
|                | Maximum discharge in May          | Q <sub>MaxMay</sub>   | 9.02                        |
|                | Mean discharge in May             | Q <sub>MeanMay</sub>  | 6.98                        |

Among the hydro-climatic predictors, six variables were related to hydrologic conditions: peak discharge ( $Q_{Peak}$ ), the maximum spring discharge ( $Q_{MaxS}$ ), maximum May discharge ( $Q_{MaxMay}$ ), average May discharge ( $Q_{MeanMay}$ ), maximum annual discharge ( $Q_{MaxAnn}$ ) and the minimum September discharge ( $Q_{MinSept}$ ); the latter shows the highest cumulative score (Table 3.4). The amount of March heating degree-days ( $DDH_{Mar}$ ) was the only variable associated with climatic conditions. The classification tree contained three splits and four terminal nodes, and the combination of these hydrologic and climatic predictors resulted in the best classification rates (88 %, Fig. 3.4c) and the lowest acceptable cross-validation prediction error of 0.24. The first scenario that triggered ice jams was determined by  $Q_{MinSept} < 92.55 \text{ m}^3/\text{s}$ , which

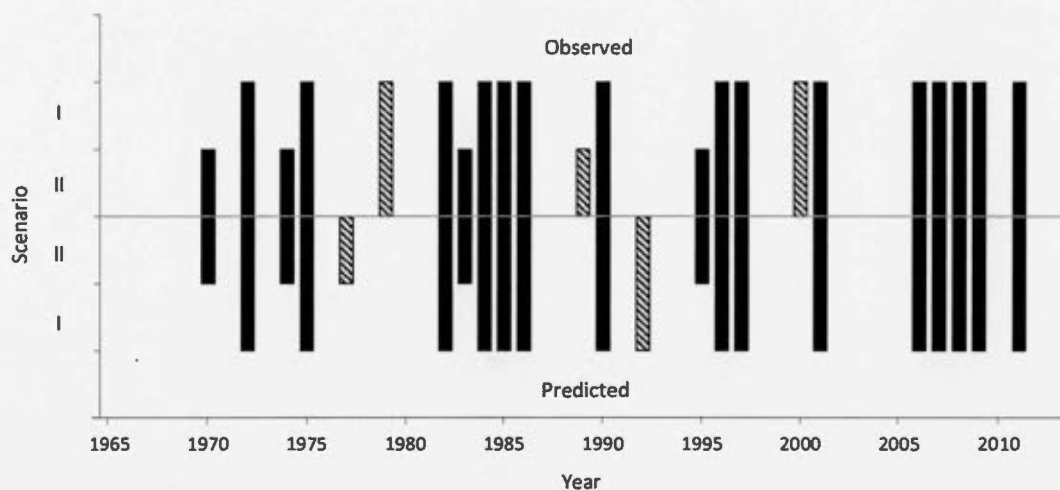
is below the average discharge value for this early autumn month ( $102 \text{ m}^3/\text{s}$ ), and  $\text{DDH}_{\text{Mar}} < 15.65 \text{ }^\circ\text{C}$ , which is also slightly greater than the average of  $12.85 \text{ }^\circ\text{C}$ . The second scenario was characterized by  $Q_{\text{MinSept}} \geq 92.55 \text{ m}^3/\text{s}$  and  $Q_{\text{MeanMay}} > 751.85 \text{ m}^3/\text{s}$  and classified 18 % of all ice jams. This scenario was associated with ice jams triggered when the average May discharge rose above  $751.85 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Figure 3.5 presents the ice jam classification based on the scenario predicted by the last CT constructed from both hydrologic and climatic predictors. All years with extreme events (1990, 2008 and 2011) were classified in the first scenario, and only four events (1970, 1974, 1983 and 1995) were classified in the second scenario. Five years were misclassified. Two of them (1977 and 1992) represented false-positive errors (ice jams were predicted, but no ice jams occurred), and three years (1979, 1989 and 2000) represented false-negative errors (ice jams occurred, but none were predicted).



**Figure 3.4** Pruned classification trees. Trees are constructed from (a) hydrologic variables only, (b) climatic variables only and (c) hydrologic and climatic variables. Trees start by a root that includes all years with no missing data.





**Figure 3.5** Observed vs predicted ice jam events in the Mistassini River. Well predicted events (and absences) in the lower panel should mirror observed events in the upper panel. Prediction of ice jams scenarios I and II were performed using the optimal CT driven with the hydro-climatic dataset. Dashed bars represent misclassified years.

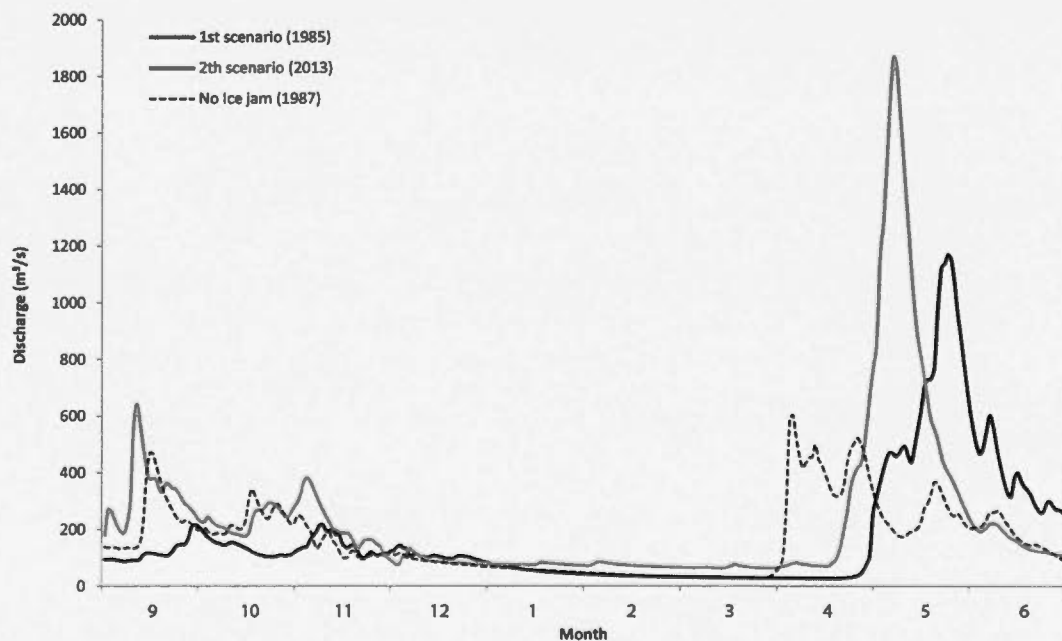
River ice jams result from complex interactions between flow characteristics, ice cover and river morphology, which vary along the river continuum (Ashton, 1986; Beltaos, 1995). It is generally understood that mechanical ice jams, which can fracture the ice cover into blocks, can be triggered during major floods that are often amplified by snowmelt and heavy rains (Goulding *et al.*, 2009). However, on the Mistassini River, high spring discharges cannot, by themselves, account for the triggering of ice jams. Therefore, considering the hydraulic and climatic forces associated with the formation of adequate ice cover (e.g., thickness and density) appears to be necessary. Thus, the interactions between flood properties and ice conditions influence the frequency and the intensity of ice jams, which can create flooding events of exceptional magnitude (Beltaos, 2008).

As revealed by the significant correlations with ice scar replication, spring discharge is an important driver, but those analyses did not explain the triggering of ice jams on the Mistassini River with precision. The process involves a hierarchy of predictors ranked according to their importance, which is enabled by the use of classification trees (CT). Even if the classification trees created from the hydrologic and climatic variables separately yielded relatively accurate predictions (successful classification rates of 85 % and 81 % and cross-validation errors of 0.33 and 0.35, respectively), the best classification results were obtained by combining both the hydrologic and climatic variables (a successful classification rate of 88 % and a cross-validation error of 0.24). This confirms that ice jams are complex, multivariate processes and that multiple hydro-climatic conditions must be considered to describe and predict them (Beltaos, 2003; Boucher *et al.*, 2009a).

Using the optimal CT model (integrating hydrologic and climatic variables), two ice jam scenarios emerged for the Mistassini River (Fig. 3.4c). The first scenario described the majority of the events discovered in the chronology, in which low discharge prior to the cold season, during autumn, might augment the size of shallow water areas and concentrate the flow near the talweg. Shallow water zones often freeze up first (as early as October in the Mistassini River) because tranquil flow reduces the potential for energy exchange between the water and air (Ashton, 1980). Moreover, large shallow water zones might be associated with thick ice cover (Beltaos & Prowse, 2001) that rapidly grows and encroaches on the channel bottom, a situation that can ultimately augment the resistance and reduce the mobility of the ice cover in spring. Coupled to cold temperatures that persist through early spring, the ice cover might thicken and strengthen until breakup (Beltaos, 1995). In this case, the formation of a thick and strong ice cover should be regarded as an important condition that could delay the breakup of the ice cover until the flood occurs. The fact that the hydrological conditions of the preceding autumn are a significant predictor of

ice jam activity might help civil authorities anticipate and prepare for a possible flood event.

Unlike the first scenario, the second scenario seems to be predominantly governed by spring rather than early autumn and winter conditions. While the ice cover is still intact and attached to the river banks, rising water levels from rapidly increasing flow may generate hydrodynamic pressure on the ice cover (Beltaos, 1995; Shen, 2003), which often results in the formation of longitudinal cracks (hinge cracks). Hinge cracks allow the ice to detach from the banks and start drifting downstream as large ice rafts (Beltaos, 2008), which eventually agglomerate in sections where ice discharge exceeds transport capacity (e.g., in sinuous streams, narrowing channels, and near islands).



**Figure 3.6** Hydrographs from September to June. The black line represents an ice jam corresponding to the first scenario (1985). The grey line represents an ice jam

event corresponding to the second scenario (2013). The dotted line demonstrates a year without an ice jam (1987).

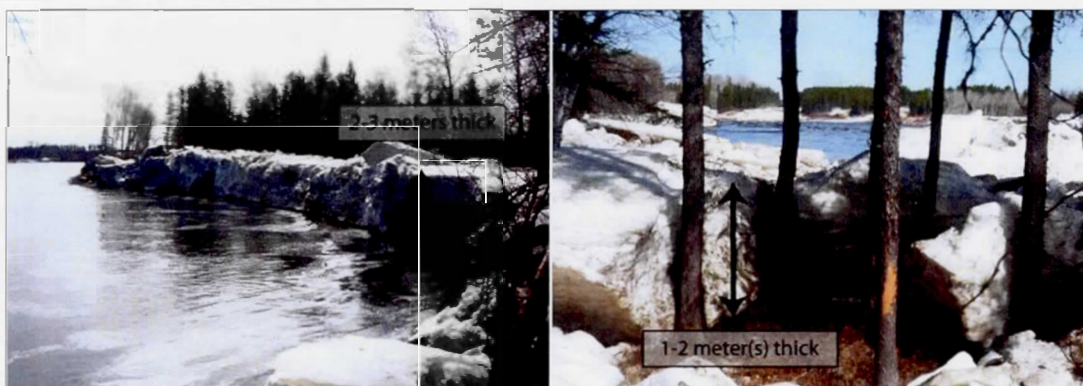
Figure 3.6 illustrates two typical ice jam years based on September-to-June discharge. The hydrograph represented by the black line (year 1985, scenario I) reveals a constant low discharge occurring prior to the cold season followed by a moderate flood the next year. In contrast, the hydrograph represented by the grey line (year 2013, scenario II) shows greater variability in the early autumn discharge but is followed by a very large flood the next spring. Ultimately, in 1987, no ice jams occurred because neither of the following two conditions was met: early autumn discharge was high and quite variable, and spring discharge was low.

The optimal CT model has a high rate of successful classifications (88 %); in total, only two false-positive errors and three false-negative errors were generated (Fig. 3.5). Misclassified events (1979, 1989 and 2000) were poorly replicated between sites, which indicates that they might represent very local events (Fig. 3.5). All of the intermediate and extreme events were well predicted, reinforcing the model's ability to predict major events.

On the Mistassini River, each study site represents a different type of channel, whose forms influence ice cover formation, breakup and release. In addition, the diversity of channel forms may result in different responses to varying hydro-climatic conditions and ice-clearing capacities (Beltaos, 1995). Beltaos (2008) found that high sinuosity or constriction increase the frequency of ice scouring events, which might be the case for sites 1 and 3 where important sinuosities are found. In contrast, site 6 is marked by less frequent but more intense events, which could be explained by greater channel widths. Larger widths increase the area of the channel available for ice transport during spring floods, but many characteristics favoring ice obstruction exist in section



6, including large sinuities and the presence of islands that block drifting ice rafts. Furthermore, the presence of a hydrologic sill located just upstream of site 6 enables the massive production of frazil ice that might ultimately thicken even more of the ice cover and decrease its mobility during the spring flood (Allard, 2010; Beltaos, 1995; Shen, 2003; White, 1999); this situation was observed by authorities during the May 2011 breakup. In section 6, 3 to 4-m thick ice rafts impinged against islands and could not be transported further downstream, which caused major spontaneous flooding (Fig. 3.7). The significant thickening of hanging ice cover by frazil ice throughout the cold season might considerably reduce the ice transport capacity of the Mistassini River during spring breakup, a situation that can generate high magnitude ice jam floods.



**Figure 3.7** Ice cover height in May 2011 in section 6. Frazil accumulations contributed to the vertical growth, ©Albanel Municipality, 2011.

Regional hydro-climatic conditions do not have equal influence over the total length of a river, but extreme events were recorded in all six study sites on the Mistassini River in 1990, 2008 and 2011. Beltaos (1995) suggests that events occurring in morphologically different sites tend to be forced by exceptional hydro-climatic conditions, and Boucher *et al.* (2009) notes that the great spatial replication of ice jam events in the Necopastic River watershed (James Bay, Canada) is evocative of an exceptional imbrication of aggravating hydro-climatic drivers. In fact, our study

shows that, most of the time, such exceptional hydro-climatic conditions are driven by a combination of extraordinary conditions at ice cover freeze-up and breakup rather than by exceptional spring flood conditions alone.

### 3.6 Conclusion

Ice jams cause extreme flood events that may result in considerable socio-economic impacts, such as loss of human life and damage to or destruction of infrastructure, as well as impacts to riparian ecosystems. The diversity of causal factors increases the difficulty of forecasting ice jams. In Canada, climate change may influence the frequency and magnitude of ice jams in several rivers (Beltaos & Burrell, 2005), and increased knowledge of the conditions enabling ice jams may aid the development of a predictive model of ice jam occurrence. Such a model appears to be crucial to the management of riparian areas in cold environments and the formation of guidelines for risk management.

This study identified past extreme events on the Mistassini River and established thresholds for ice jam conditions from a CT. The ice scar chronology highlighted an average recurrence of 1 event every two years for the entire river, but analysis of the various sectors revealed considerable variability in the frequency and heights of ice scouring events, depending on the morphology of the river. The construction of the CT suggests that extreme events on the Mistassini River are influenced by the autumnal flow and temperature before ice breakup, but when these conditions are not met, less intense events may be triggered during heavy spring floods. These results demonstrate a significant interrelationship between ice conditions and flooding in the triggering of ice jams on the Mistassini River. Finally, the identification of ice jam conditions demonstrates the relevance of integrating all of the hydrologic and climatic



variables from autumn to spring, as well as the morphological characteristics of the river, to better understand and model the spatiotemporal dynamics of these highly destructive events.

## CONCLUSION

La rivière Mistassini, composée d'une grande diversité morphologique, lithologique et écologique, représente un milieu idéal pour l'étude de la dynamique spatio-temporelle des embâcles de glace en milieu fluvial. Les résultats ont montré la complexité de la dynamique glacielle en milieu fluvial par l'interrelation entre plusieurs facteurs hydrologiques, climatiques et morphologiques. Malgré cette complexité, l'analyse des arbres riverains (dendrochronologie) et des données hydro-climatiques disponibles sur la rivière Mistassini a permis de reconstituer la fréquence et l'intensité des événements passés et de préciser les conditions hydro-climatiques favorables au déclenchement des embâcles de glace à l'aide d'un arbre de classification. Ces données fournissent ainsi un portrait plus complet, dans le temps et l'espace, du risque lié aux embâcles de glace sur la rivière Mistassini.

L'analyse dendrochronologique a révélé une période de retour d'un événement tous les deux ans pour l'ensemble du tronçon fluvial étudié. Toutefois, l'étude des différentes sections en fonction de la morphologie de la rivière a permis d'observer une variabilité dans la fréquence et la hauteur des événements selon la morphologie de la rivière. A priori, les secteurs composés d'une ou plusieurs caractéristiques limitant le libre écoulement de l'eau et l'évacuation de la glace au printemps, tels qu'un rétrécissement du lit, la présence de méandres et d'ilots, etc., sont plus propices à la formation fréquente d'embâcles. À l'inverse, un secteur fluvial large diminue la fréquence d'événements, mais si des ilots et une forte sinuosité y sont présents, des embâcles de forte intensité peuvent survenir.

La construction d'arbres de classification pour la prévision d'embâcle de glace sur la rivière Mistassini révèle que les événements extrêmes sont influencés par un débit automnal faible et une température froide précédant la débâcle. Cependant, lorsque

ces conditions ne sont pas présentes, des événements moins intenses peuvent néanmoins survenir avec des conditions de crue printanière. Les résultats montrent clairement l'interrelation des conditions de glace et de la crue dans la formation d'embâcles de glaces sur la rivière Mistassini, les événements extrêmes étant associés généralement à des conditions exceptionnelles de crue et de glace. L'identification de ces conditions de formation des embâcles de glace montre l'importance et la nécessité d'intégrer l'ensemble des conditions hydrologiques et climatiques depuis l'automne jusqu'au printemps, ainsi que les diversités morphologiques du chenal. De cette façon, il est possible de bien comprendre la dynamique spatio-temporelle complexe de ces événements par la combinaison de plusieurs facteurs dans le temps et dans l'espace.

Au Canada, plusieurs rivières sont et seront, dans un proche futur, confrontées au changement climatique, lequel est susceptible d'influencer la fréquence et l'intensité des embâcles de glace et ainsi augmenter le risque pour les populations riveraines (Beltaos et Burrell, 2005). Une meilleure connaissance de la dynamique de ces événements complexes dans le temps et l'espace, telle que présentée dans ce mémoire, améliore la gestion du risque et bonifie les diverses mesures d'urgence. Comme il a été souligné par de nombreux spécialistes dans le domaine (White, 2003; Shen, 2010; Beltaos, 2007a), l'absence de données précises sur le terrain quant aux caractéristiques de la glace, de sa formation à son démantèlement, représente une limite importante à la gestion du risque. L'accès à davantage d'informations complémentaires à l'aide de la télédétection pourrait s'avérer un moyen efficace pour combler, en partie du moins, ces lacunes.

## BIBLIOGRAPHIE

- Agresti, A. et Coull, B.A. (1998). Approximate is better than "exact" for interval estimation of binomial proportions, *American Statistician*, 52, 119–126.
- Alestalo, J. (1971). Dendrochronological interpretation of geomorphic processes, *Fennia*, 105, 1-140.
- Allard, G. (2010). *Dynamique fluvio-glacielle, étude de cas d'une fosse-à-frasil, rivière Mitis, Bas-Saint-Laurent*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Rimouski.
- Ashton, G. D. (1980). Freshwater ice growth, motion, and decay. Dans S.C. Colbeck (ed.) *Dynamics of snow and ice masses* (p. 261-304). London : Academic Press.
- Ashton, G. D. (1986). *River lake Ice Engineering*. Colorado : Water Resources Publications.
- Astrade, L. et Bégin, Y. (2003). La dendrochronologie : un outil de diagnostic et d'évaluation du fonctionnement des hydrosystèmes. Dans Piégay, Pautou et Ruffinoni (dir.), *Les forêts riveraines des cours d'eau : écologie, fonctions et gestion* (p.204-216). Paris : IDF, Institut pour le développement forestier.
- Bégin, C. et Filion, L. (1985). Analyse dendrochronologique d'un glissement de terrain de la région du Lac à l'Eau Claire (Québec nordique). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, 175-182. <http://dx.doi.org/10.1139/e85-015>
- Bégin, Y. (2001). Tree-Ring Dating of Extreme Lake Levels at the Subarctic-Boreal Interface. *Quaternary Research*, 55, 133-139. <http://dx.doi.org/10.1006/qres.2000.2203>
- Bégin, Y. et Payette, S. (1988). Dendroecological evidence of lake-level changes during the last three centuries in subarctic Québec. *Quaternary Research*, 30, 210-220. [http://dx.doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90025-7](http://dx.doi.org/10.1016/0033-5894(88)90025-7)
- Beltaos, S. (1992). Numerical computation of river ice jams. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 20, 88-99. <http://dx.doi.org/10.1139/193-010>
- Beltaos, S. (1995). *River Ice Jams*. Colorado : Water Resources Publications, LLC.

- Beltaos, S. (2003). Threshold between mechanical and thermal breakup of river ice cover. *Cold Regions Science and Technology*, 37, 1-13.  
[http://dx.doi.org/10.1016/S0165-232X\(03\)00010-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0165-232X(03)00010-7)
- Beltaos, S. (2007a). River ice breakup processes: recent advances and future directions. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 34, 701-716.  
<http://dx.doi.org/10.1139/L10-022>
- Beltaos, S. (2007b). The role of waves in ice-jam flooding of the Peace-Athabasca Delta. *Hydrological Processes*, 21(19), 2548-2559.  
<http://dx.doi.org/10.1002/hyp.6791>
- Beltaos, S. (2008). *River Ice Breakup*. Colorado : Water Resources Publications, LLC.
- Beltaos, S. (2010) *Assessing Ice-Jam Flood Risk: Methodology and Limitations*. IAHR 20<sup>th</sup> International Symposium on Ice, Lahti, Finland, 14-18 juin 2010. Finland : IAHR, International Association for Hydro-Environment Engineering and Research.
- Beltaos, S. (2013). Hydrodynamic and climatic drivers of ice breakup in the lower Mackenzie River. *Cold Regions Science and Technology, Elsevier*, 95, 39-52.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.coldregions.2013.08.004>
- Beltaos, S. et Burrell, B. C. (2005). Field measurements of ice-jam release surges. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 32, 699-711.  
<http://dx.doi.org/10.1139/l05-020>
- Beltaos, S., Miller, L., Burrell, B. et Sullivan, D. (2006). Formation of Breakup Ice James at Bridges. *Journal of Hydraulic Engineering*, 132(11), 1229-1236.  
[http://dx.doi.org/abs/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2006\)132:11\(1229\)](http://dx.doi.org/abs/10.1061/(ASCE)0733-9429(2006)132:11(1229))
- Beltaos, S. et Prowse, T. D. (2001). Climate impacts on extreme ice-jam events in Canadian rivers. *Hydrological Sciences Journal*, 46(1), 157-181.  
<http://dx.doi.org/10.1080/02626660109492807>
- Boucher, D., Fillion, L. et Hétu, B. (2003). Reconstitution dendrochronologique et fréquence des grosses avalanches de neige dans un couloir subalpin du mont Hog's Back, Gaspésie centrale (Québec). *Géographie Physique et Quaternaire*, 57(2-3), 159-168. <http://dx.doi.org/10.7202/011311ar>
- Boucher, É. (2008). *Analyse hydro-climatique et géomorphologique des déglacements mécaniques de la rivière Necopastic au Québec nordique*. (Thèse de doctorat). Université Laval.

- Boucher, É., Bégin, Y. et Arseneault, D. (2009a). Impacts of recurring ice jams on channel geometry and geomorphology in a small high-boreal watershed. *Geomorphology*, 108, 273-281.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.02.014>
- Boucher, É., Bégin, Y. et Arseneault, D. (2009b). Hydro-climatic analysis of mechanical breakups reconstructed from tree-rings, Necopastic watershed, northern Québec, Canada. *Journal of Hydrology*, 375, 373-382.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.027>
- Boucher, É., Ouarda, T.B., Bégin, Y., Nicault, A. (2011). Spring flood reconstruction from continuous and discrete tree ring series. *Water Resources Research*, 47, W07516.
- Braam, R. R., Weiss, E. E. J. et Burrough, P. A. (1987). Dendrogeomorphological analysis of mass movement. A technical note on the research methods. *CATENA*, 14(6), 585-589. [http://dx.doi.org/10.1016/0341-8162\(87\)90008-7](http://dx.doi.org/10.1016/0341-8162(87)90008-7)
- Breiman, L., Friedman, J., Olsen, R. et Stone, C. (1984). *Classification and Regression Trees*. Florida : Chapman & Hall.
- Carrara, P. (1979). The determination of snow avalanche frequency through tree-ring analysis and historical records at Ophir, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, 90(8), 773-780.  
[http://dx.doi.org/10.1130/00167606\(1979\)90<773:TDOSAF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/00167606(1979)90<773:TDOSAF>2.0.CO;2)
- CEHQ. (2014). *Débit à la station 062102*. Centre d'expertise hydrique du Québec. Récupéré le 9 décembre 2014 de [https://www.cehq.gouv.qc.ca/hydrometrie/historique donnees/fiche\\_station.asp?NoStation=062102](https://www.cehq.gouv.qc.ca/hydrometrie/historique donnees/fiche_station.asp?NoStation=062102)
- Church, M., Biron, P. et Roy A. (2012). *Gravel-Bed Rivers*. Wiley-Blackwell.
- Daigneault, R. A., Cousineau, P. A., Leduc, É., Beaudoin, G., Milette, S., Horth, N., Roy, D. W., Lamothe, M. et Allard, G. (2011). Rapport final sur les travaux de cartographie des formations superficielles réalisés dans le territoire municipalisé du Saguenay-Lac-Saint-Jean (Québec) entre 2009 et 2011. Québec : Ministère des Ressources naturelles et de la Faune.
- Delwaide, A. et Filion, L. (2010). Échantillonnage et datation dendrochronologiques. Dans S. Payette et L. Filion (dir.) *La dendroécologie* (p.167-197). Québec : Presses de l'Université Laval.



- Desrosiers, M. et Bégin, Y. (1992). Étude dendrochronologique de l'érosion associée aux crues du Saint-Laurent, Saint-Antoine-de-Tilly, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 46(2), 173-180. <http://dx.doi.org/10.7202/032901ar>
- Dubé, S., Fillion, L. et Hétu, B. (2004). Tree-ring reconstruction of high-magnitude snow avalanches in the Northern Gaspé Peninsula, Québec. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 36, 541-550. [http://dx.doi.org/10.1657/1523-0430\(2004\)036\[0555:TROHSA\]2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1657/1523-0430(2004)036[0555:TROHSA]2.0.CO;2)
- Environnement Canada. (2013). *Rapport de données climatiques quotidiennes*. Récupéré le 8 septembre 2013 de [http://climat.meteo.gc.ca/climateData/dailydata\\_f.html?timeframe=2&Prov=QC&StationID=10872&dlyRange=1993-08-31|2014-11-30&Year=2014&Month=1&Day=01](http://climat.meteo.gc.ca/climateData/dailydata_f.html?timeframe=2&Prov=QC&StationID=10872&dlyRange=1993-08-31|2014-11-30&Year=2014&Month=1&Day=01)
- Ettema, R. (1999). A Review of River-Ice Impacts on Alluvial-Channel Stability. Dans *10th workshop on the hydraulics of ice covered rivers*. Actes du colloque, Winnipeg, Canada. Hanover : CRIPE, Committee on River Ice Processes and the Environment.
- Ettema, R. et Kempema, E. W. (2012). River-Ice Effects on Gravel-Bed Channel. Dans M. Church, P. Biron et A. Roy (dir.) *Gravel-Bed Rivers* (p.525-540). Wiley-Blackwell.
- Fillion, L. et Gärtner, H. (2010). Dendrogéomorphologie. Dans S. Payette et L. Fillion (dir.) *La dendroécologie* (p. 537-572). Québec : Presses de l'Université Laval.
- Flato, G. M. et Gerard, R., (1986). Calculation of ice jam profiles. Dans *4th Workshop on River Ice*. Actes du colloque, Montréal, Canada. 19-20 juin 1986. Montréal : NRCC Working Group on River Ice Jams.
- Fritts, H. D. (1976). *Tree rings and climate*. London : Academic Press.
- Gärtner, H., Stoffel, M., Lièvre, I., Conus, D., Grichting, M. et Monbaron, M. (2003). Debris-flow frequency derived from tree-ring analyses and geomorphic mapping, Valais, Switzerland. Dans D. Rickenmann et Ch. Chen (dir.), *Debris Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment* (p. 207 à 217). Rotterdam : Mill Press.
- Germain, D., Fillion, L. et Hétu, B. (2005). Snow avalanche activity after fire and logging disturbances, northern Gaspé Peninsula, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42, 2103-2116. <http://dx.doi.org/10.1139/e05-087>

- Goudie, A. (dir.). (2004). *Encyclopedia of geomorphology*, London : Routledge.
- Goulding, H. L., Prowse, T. D. et Bonsal, B. (2009). Hydroclimatic controls on the occurrence of break-up and ice-jam flooding in the Mackenzie Delta, NWT, Canada. *Journal of Hydrology*. 379, 251-267.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.10.006>
- Grover, P., Vrkljan, C., Bltaos, S. et Andres, D. (1999). Prediction of ice jam water levels in a multi-channel river: Fort Albany, Ontario. Dans J. Doering (éd.), *10<sup>th</sup> Workshop on River Ice*. Actes du colloque, Winnipeg, Canada, 8-11 juin 1999. Edmonton : CRIPE, Committee on River Ice Processes and the Environment.
- Henoch, W. E. S. (1973). Height, frequency of floods, ice jamming and tree-ring studies. Hydrologic aspects of northern pipeline development. *Environmental-Social Committee Northern Pipelines, Task Force on Northern Oil Development*, 73(3), 153-190.
- Hicks, F. E. et Steffler, P. M., (1992). Characteristic dissipative Galerkin scheme for open-channel flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 118(2), 337-352.  
[http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1992\)118:2\(337\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1992)118:2(337))
- Jania, J. (2004). Ice. Dans A. Goudie (dir.) *Encyclopedia of geomorphology* (p. 544-549). London : Routledge.
- Jasek, M. (2003). Ice jam release surges, ice runs, and breaking fronts: field measurements, physical descriptions, and research needs. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 30, 113-127. <http://dx.doi.org/10.1139/102-072>
- Lasalle, P. et Tremblay, G. (1978). *Dépôts meubles au Saguenay-Lac-St-Jean*. (Rapport no 191). Québec : Ministère des richesses naturelles du Québec.
- Mahabir, C., Hicks, F. E. et Robinson Fayek, A. (2002). Forecasting ice jam risk at fort McMurray, Alberta, using fuzzy logic. Dans *16<sup>th</sup> International Symposium on Ice* (p.112-118). Actes du colloque, Dunedin, New Zealand, 2-6 décembre 2002. New Zealand : International Association of Hydraulic Engineering and Research.
- Mahabir, C., Hicks, F. E. et Robinson Fayek, A. (2006). Neuro-fuzzy river ice breakup forecasting system. *Cold Regions Science and Technology* 46(2), 100-112. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coldregions.2006.08.009>
- Massie, D. D., White, K. D. et Daly, S. F. (2002). Application of neural networks to predict ice jam occurrence. *Cold Regions Science and Technology*, 35(2), 115-122. [http://dx.doi.org/10.1016/S0165-232X\(02\)00056-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0165-232X(02)00056-3)

- Michel, B. (1972). Properties and processes of river and lake ice. Dans *Proceedings of the IAHS Symposium on the Role of Snow and Ice in Hydrology*, Banff, Alberta, p.454–481.
- Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs Forêt du Québec. (2003). *Guide de reconnaissance des types écologiques : région écologique des plaines du Lac Saint-Jean et du Saguenay*. Québec : Gouvernement du Québec.
- Ministère de la sécurité publique. Gouvernement du Canada. [2013] *Inondations*. Récupéré le 20 septembre 2013 de <http://www.securitepublique.gc.ca/cnt/mrgnc-mngmnt/ntrl-hzrds/fld-fra.aspx>
- Nayak, P. C., Sudheer, K. P., Rangan, D. M. et Ramasastri, K. S. (2005). Short-term flood forecasting with a neuro-fuzzy model. *Water Resources Research*, 41, 1-16. [http://dx.doi.org/10.1029/2004WR003562\(W04004\)](http://dx.doi.org/10.1029/2004WR003562(W04004))
- Organisme de bassin versant Lac-Saint-Jean. (2014). *Plan directeur de l'eau du bassin versant du lac Saint-Jean. Partie 2 : L'analyse de bassin*. Normandin : Organisme de bassin versant Lac-Saint-Jean.
- Ouellet, M.-A. et Germain, D. (2014). Hyperconcentrated flows on a forested alluvial fan of eastern Canada: geomorphic characteristics, return period, and triggering scenarios. *Earth surface Processes and Landforms*, 39, 1876-1887. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.3581>
- Payette, S. et Filion, L. (2010). *La dendroécologie*. Québec : Presses de l'Université Laval.
- Piégay, H., Pautou, G. et Ruffinoni, C. (2003). *Les forêts riveraines des cours d'eau : écologie, fonctions et gestion*. Paris : IDF, Institut pour le développement forestier.
- Prowse, T. D. et Beltaos, S. (2002). Climatic control of river-ice hydrology: a review. *Hydrological Processes*, 16, 805-822. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.369>
- Prowse, T. D. et Culp, J. M. (2003). Ice breakup: a neglected factor in river ecology. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 30, 128-144. <http://dx.doi.org/10.1139/l02-040>

- Prowse, T. D., Bonsal, B. R., Duguay, C. R., Hessen, D. O. et Vuglinsky, V. S. (2008). River and lack Ice. Dans UNEP (dir.), *Global Outlook for Ice and Snow* (p. 201 à 214). Norway : UNEP, United Nations Environment Programme.
- Ressources naturelles Canada. Gouvernement du Canada. [2014]. *Inondations*. Récupéré le 20 septembre 2013 de <http://www.rncan.gc.ca/risques/inondations>
- Rickenmann, D. et Chen, C. L. (2003). *Debris Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. Rotterdam : Mill Press.
- Shen, H. T. (2003). Research on River Ice Processes: Progress and Missing Links. *Journal of Cold Regions Engineering*, 17(4), 135-142. [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0887-381X\(2003\)17:4\(135\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0887-381X(2003)17:4(135))
- Shen, H. T. (2010). Mathematical modeling of river ice processes. *Cold Regions Science and Technology*, 62, 3-13. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coldregions.2010.02.007>
- Schroder, J. F. (1980). Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating. *Progress in Physical Geography*, 4, 161-188. <http://dx.doi.org/10.1177/030913338000400202>
- Sigafoos, R. S. (1964). *Botanical Evidence of Floods and Flood-Plain Deposition*. (Rapport no 485-A). Washington : U. S. Geological Society.
- Smith, D. G. et Reynolds, D. M. (1983). Trees scars to determine the frequency and stage of high magnitude river ice drives and jams, Red Deer, Alberta. *Canadian Water Resources Journal*, 8(3), 77-94. <http://dx.doi.org/10.4296/cwrj0803077>
- Smith, D. G. et Pearce, C. M. (2002). Ice jam-caused fluvial gullies and scour holes on northern river flood plains. *Geomorphology*, 42, 85-95. [http://dx.doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00076-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00076-9)
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Butler, D. R. et Luckman, B. H. (2010). *Tree Rings and Natural Hazard*. New York : Springer.
- Stoffel, M. et Corona, C. (2014). Dendroecological dating of geomorphic disturbance in trees. *Tree-Ring Research* 70, 3-20.
- Strunk, H. (1997). Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena*, 31, 137-151. [http://dx.doi.org/10.1016/S0341-8162\(97\)00031-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0341-8162(97)00031-3)

- Tardif, J. et Bergeron, Y. (1997). Ice-flood history reconstructed with tree-rings from the southern boreal forest limit, western Québec. *The Holocene*, 7(3), 291-300. <http://dx.doi.org/10.1177/095968369700700305>
- Tardif, J., Kames, S. et Bergeron, Y. (2010). Spring Water Levels Reconstructed from Ice-Scarred Trees and Cross-Sectional Area of the Earlywood Vessels in Tree Rings from Eastern Boreal Canada. Dans M. Stoffel *et al.* (dir.) *Tree Rings and Natural Hazards* (p.257-261). New York : Springer.
- Taylor, S. (2010). *Analyse de la dynamique spatio-temporelle de la formation des embâcles de glace dans un tronçon de la rivière Ouelle, Québec*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Rimouski.
- Tuthill, A. M., Wuebben, J. L., Daly, S. F. et White, K. D. (1996). Probability distributions for peak stage on rivers affected by ice jams. *Journal of Cold Regions Engineering*, 10, 37-57. [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0887-381X\(1996\)10:1\(36\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0887-381X(1996)10:1(36))
- Tuthill, A. M., Frankenstein, G. E., Kenney, M. et Mihm, A. (2005). Ice tree scar evidence of historic ice events on the Grasse River. Dans *13th workshop on the hydraulics of ice covered rivers*. Actes du colloque, Hanover, New Hampshire, 15-16 septembre 2005. Hanover : CRIPE, Committee on River Ice Processes and the Environment.
- United Nations Environment Programme. (2008). *Global Outlook for Ice & Snow*. Norway : UNEP, United Nations Environment Programme.
- White, K. D. (1996). Predicting Breakup Ice Jams Using Logistic Regression. *Journal of Cold Regions Engineering*, 10(4), 178-189. [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0887-381X\(1996\)10:4\(178\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0887-381X(1996)10:4(178))
- White, K. D. (1999). *Hydraulic and Physical Properties Affecting Ice Jams*. (Rapport no 99-11). Hanover : US Army Corps of Engineers and CRREL, Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- White, K. D. (2003). Review of prediction methods for breakup ice jams. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 30(1), 89-100. <http://dx.doi.org/10.1139/102-047>
- White, K. D. et Kay, L. K. (1996). *Ice Jam Flooding and Mitigation*. (Rapport no 96-1). Nebraska : US Army Corps of Engineers and CRREL, Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- White, K. D. et Daly, S. F. (2002). Predicting ice jams with discriminant function analysis. Dans *21st International Conference on Offshore Mechanics and*

*Arctic Engineering*. Actes du colloque, Oslo, Norway, 23-28 juin 2002. New York : American Society of Mechanical Engineers.  
<http://dx.doi.org/10.1115/OMAE2002-28563>

Wuebben, J. L. et Gagnon, J. J. (1995). *Ice Jam Flooding on the Missouri River Near Williston, North Dakota*. (Rapport no 95-19). Hanover : US Army Corps of Engineers and CRREL, Cold Regions Research and Engineering Laboratory.

Zachrisson, G. (1990). Severe break-ups in the River Tornealven: measures to mitigate damages from ice jamming. Dans *Proceedings International Association of Hydraulic Research Ice Symposium (p.845-857)*. Actes du colloque, Espoo, Finland, 20-13 août 1990. Delf : IAHR, International Association for Hydraulic Research.

Zufelt, J. E. et Ettema, R. (1996). Model ice properties. (Rapport no 96-1). Hanover : CRREL, Cold Regions Research and Engineering Laboratory.